

太陽放射と地球放射*

会 田 勝**

1. はじめに

地球上のあらゆる活動が太陽エネルギーに支えられているように、気象現象の起源もまた太陽放射にある。しかし、その現象が維持される裏には、地球が自らの放射——地球放射——を宇宙空間へ絶えず放出していることを忘れてはならない。すなわち、長期的に見ると、地球が受ける太陽放射量と地球が放つ地球放射量はほぼ等しくなるわけで、地球とその大気は太陽と一つの平衡関係を保っていると言える。

ところで、ここで言う放射とは、熱エネルギーを伝達する一つの過程で、光の形をとるものを指す。しかし、放射は、ただ通過するだけでは熱に変換されず、気体なり固体なりの物質に吸収されて初めて熱変換が行なわれる。だから、太陽放射も地球に受け止められて初めて、新たな熱エネルギーとなるわけだ。また一方では、物体はその温度に相応したエネルギーを放射の形で放出する。地球も、そして地球の大気も、自らの温度に相応した放射を放っているわけである。

このように、地球は誕生以来、太陽エネルギーを受け止めてきた筈だが、実際には、そのエネルギーは、その間の地球放射とバランスして現在の状態に至っている。したがって、もし将来何らかの理由により、この収支関係が変化すれば、当然、そこに異なる平衡状態が生じるであろう。

そこで、ここではこの放射平衡の様子を中心に、太陽放射と地球放射の問題を取り上げてみることにする。

2. 放射平衡の様子

まず最初に、放射平衡をマクロに見た簡単なモデルを考えてみよう。

地球の地表面平均気温は約 15°C であるという。なぜ、この温度が存在するのだろうか。そして、地球の熱環境はどのように形成されているのだろうか。この疑問

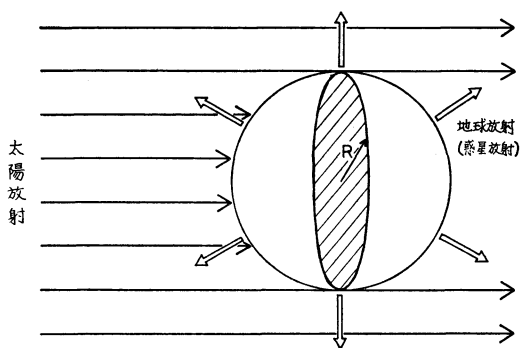
に答えるべく、地球と二、三の惑星の熱環境を調べてみることにする。

太陽から d という距離にある惑星で、放射平衡を示す式を立てると、第1図のように、

$$\pi R^2 (1-A) \frac{S}{d^2} = 4\pi R^2 \sigma T_e^4 \quad (1)$$

となる。すなわち、放射平衡では、惑星が吸収する太陽放射量（左辺）と惑星が最終的に宇宙空間へ放出する放射量（右辺）とが等しいと考えればよい。

左辺の S は太陽定数と呼ばれる放射の基本量で、この値は地球の位置（1天文単位）で、単位面積当たり単位時間にどれほどの放射量が到達するかを示す（付録参照）。したがって、地球以外の惑星では $1/d^2$ （天文単位）で補正すればよい。太陽放射に対して、実際にある惑星（半径 R ）が受け止め得る放射量は、その惑星の太陽光に対する断面積 πR^2 と、その惑星の吸収率 $(1-A)$ によって決まる。ここに用いられている A は、太陽放射に対する惑星全体としての反射率を示し、一般にアルベドと呼ばれている。一方、右辺の惑星からの放射量は、黒体放射の理論で知られている単位面積当たりの放射量 σT_e^4 と、その惑星の表面積の積となる。 σ は Stefan・



第1図 太陽放射と地球放射（惑星放射）の関係。地球を太陽放射に対して円板状に、地球放射に対して球体とみなす。

* Solar and Terrestrial Radiation.

** M. Aida, 横浜国立大学教育学部

第1表 放射平衡による惑星の有効放射温度

	太陽からの距離 d (天文単位)	アルベド A	有効放射温度 T_e (°K)	地表面温度 T_s (°K)
金星	0.72	0.77	227	750
地球	1.00	0.30	255	288
火星	1.52	0.15	217	240
木星	5.20	0.58	98	134 (雲頂)

う。

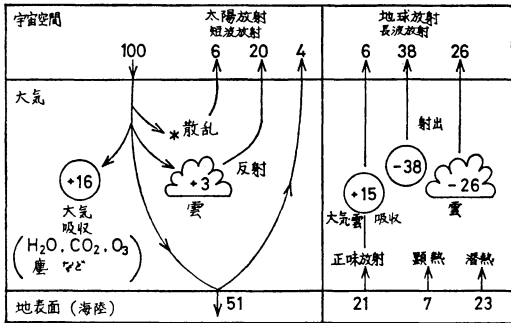
一口に地球大気と言っても単純ではないが、今、地球全体を平均化したような大気と地表面からなる系——地球・大気系——を設定しよう。そうすると、この系に対する放射平衡によるエネルギー配分は、現在のところ第2図のように考えられている。この図は、大気上端に入射する太陽放射量を100(%)として、大気中に起こる反応や地表面の役割を見積もり、地球放射の内容を算定したものである。図の左側は太陽放射の行方を示し、右側は太陽エネルギーが変換された地表面や大気中の熱の輸送を示している。この機構には、地表面から大気中へ風や蒸発によって運ばれるものも含まれるが、最終的に熱を宇宙空間へ放出するのは放射の作用である。

このような放射収支の配分モデルは、古くから考えられてきたが、いずれのモデルでも算定の基礎は地球・大気系のアルベドの値にある。ところが、この値は0.45ぐらいに、たいへん大きく見積もられていた時代もあったので、今だに、古い値に基づいた収支計算図を載せている教科書もある。研究の進展とともに、この値は次第に小さくなったが、現在では人工衛星の観測による0.30という値が一般に使われている。しかし、もっと小さく0.28程度という報告もある。いずれにしても、地球は過去に考えられていたよりは、ずっと暗く暖かい惑星であるということが、この値の推移から読み取れる。

太陽放射の行方を追ってみると、まず雲を含めた大気による反射・吸収が全体の約半分を占める。その中でも雲による反射・吸収の割合が大きく、特に雲が強い反射体であることがわかる。地表面に吸収された太陽放射エネルギーは、放射と、風による顕熱、蒸発による潜熱の3成分で大気中に輸送される。このうち潜熱の割合が大きいことに注目されたい。放射は、地表面が放出するものと、大気から逆に地表面へ向けて放出されるものとの差し引きとして、正味の放出分が示されている。これらの熱成分は、放射も含めて一度大気中に運ばれ、最終的に雲頂や上層大気からの放射として宇宙空間に放たれる。図が示すように、地表面から直接逃れてゆく放射が少なくなるところに、地球大気の特徴がある。

3. 放射平衡と気候変動

元来、放射平衡の問題は、天文学的観点から出発した地味で基礎的なテーマであった。ところが、最近では、地球上の気候変動、特に人間活動が気候変動を誘発させるのではないかとという問題に関連して、重点的に取り上げられるようになった。現在、この問題のために、放射



第2図 地球・大気系における放射平衡。入射する太陽放射量を100(%)とし、地球・大気系のアルベドを0.30とした場合の太陽放射の行方と、地球放射の起源を示す。正味放射とは、地表から放出される放射と、大気から地表へ向けて放出される放射との差である。大気中で、+の記号はそれぞれ吸収と射出を表わす(US National Academy Report, 1975)。

Boltzmann 定数であり、 T_e は有効放射温度と呼ばれる温度で、放射平衡を前提にした惑星の熱環境を示す指標となる。その値を四つの惑星に対して求めたものが第1表にまとめてある。四つの惑星は、外から見るとこの温度の黒体として、赤外領域の光を放っていることになる。

ところで、この温度と実際に観測された惑星の地表面付近の温度 T_s とを比較してみると、それぞれの大気の影響がはっきりしてくる。すなわち、大気が厚い金星では、 $T_e=227^\circ\text{K}$ に比べて $T_s=750^\circ\text{K}$ は非常に高くなるが、大気の薄い火星では、 T_e と T_s に、さほどの差はない。こうしてみると、地球はそれらの中間にあり、ほどよく地表気温を形成しているようにみえる。なお、地球や金星のように大気が比較的厚く不透明な惑星では、 T_e は、だいたい大気最上層部の温度に相当する。

次に、地球大気における放射平衡の中味を覗いてみよ

平衡に作用する要素の精度を一つ一つ洗い直し、放射平衡の機構を一段と精密化することが要請されている。しかし、このような長期的視野の要求に対して、果たして十分耐え得る正確な知識をわれわれは持っているのだろうか。残念ながら、最も基本的な放射要素に対してさえ、われわれの知識は未だ不十分であると言わざるを得ない。

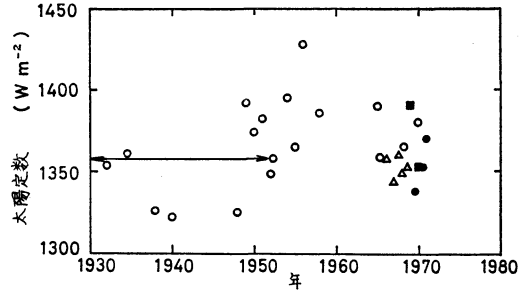
たとえば(1)式の左辺にある太陽定数は、一般には“定数”と考えられているが、この値は未だ定まったものではない。また“定数”であるかどうかもわからない。ここ30年間の観測で約7%も変動したなどと書きたいへんセンセーショナルだが、第3図に示すように表面的には事実である。この変動には二つの理由がある。一つは観測の精度そのものに問題があったためだ。

約100年前から続けられている観測の歴史は、そのまま貴重な科学史の一側面であるが、長い間、観測は大気を通して行なわれてきた。そのため、たとえ高山に観測所を設けても、大気の影響を除去し、地球大気の外側における値を推定することは困難であった。その後、航空機観測に移り、人工衛星を利用する時代に入って、大気の影響を直接取り除くことができるようになったので、この時点から、観測上の精度は一応定まったものと考えられる。

もう一つの問題は、太陽放射そのものの変動である。黒点活動のように、太陽面の現象には時間変化があり、その影響がどの程度太陽定数に現われるのか不明である。この点に関して、既に観測から十分な知識があるように思われるが、実は先に述べた観測精度の限界にひっかかる。この問題の解答は、むしろ、航空機・人工衛星観測時代に入ってから資料で議論されるべきものである。そのためには、太陽の黒点周期11年を考えると、少なくとも第3図の1966年を基点として向う20年間位の観測を行ない、その結果を待って太陽“定数”の変動を見極めなければならないことになる。

このように、放射の基本量に関しても、長期にわたる地道な研究が、まだまだ必要な段階であると言える。

気候変動の問題に関連して、(1)式の放射収支をもう少し検討してみよう。式の形から左辺の(1-A)が太陽放射を実際に吸収する重要因子であることがわかる。この地球のアルベドAは、ちょうど、静止衛星から地球を眺めたように、大気や雲や地表面と反応した太陽放射の平均的反射率を与える。そして、その変遷が地球の熱環境すなわち気候の変動と結びつくことと予想され、現在の



第3図 太陽定数の観測値と観測方法の変遷。白丸は地上(高山)からの観測。矢印は Abbot の観測の平均値。三角印は航空機による観測。黒四角は人工衛星、黒丸は気球による観測。観測値は、IPS 1956 スケールという標準に基づいた値である。太陽定数の値については、文末の付録を参照 (Mitchell, 1975)

気候変動論の要因の一つと考えられている。

現在の気候変動論の主題は、人間活動が果たして地球の気候の変化に影響し始めたのかどうかを見極めるところにある。そのために、地球上の熱環境を第1次的に決定する放射平衡を通して議論が沸騰しているわけである。われわれの周囲の気象現象は、放射収支の立場から見ると、言わば日向に置いたコップの中の嵐のようなものだ。ところが、このコップ自体が変質してくると、その中味の現象にも変化が生じる。最近の人間活動の影響とは、器であるコップを自ら改変することに相当する。

このように、放射平衡——より正確には熱平衡——の問題に人間活動の影響を組み込むためには、(1)式概念よりは、むしろ次式のような表現を採用した方が理解し易い。すなわち、この式では T_e の代わりに T_s を用い、人間活動による熱の発生と大気の変質による地球放射の変化を次のように導入する。

$$\pi R^2(1-A)S + 4\pi R^2E = 4\pi R^2\epsilon\sigma T_s^4 \quad (2)$$

左辺第2項は人工熱を表わし、Eは単位面積当たりの平均発生熱量を示す。右辺は地球放射を表わし、地球表面の平均温度 T_s を用いて、地球大気の影響を射出率 ϵ の中に含めているので、 $\epsilon=1$ ではない。この表現の利点は、 CO_2 の増加現象などによる地球大気の射出率の変化を、右辺に組み入れられるところにある。すなわち、人工熱の発生がなく太陽定数やアルベドが変わらないとしても、大気中の CO_2 の増加に伴う射出率 ϵ の低下が地表温度の上昇をまねくという関係をうまく表現できる。

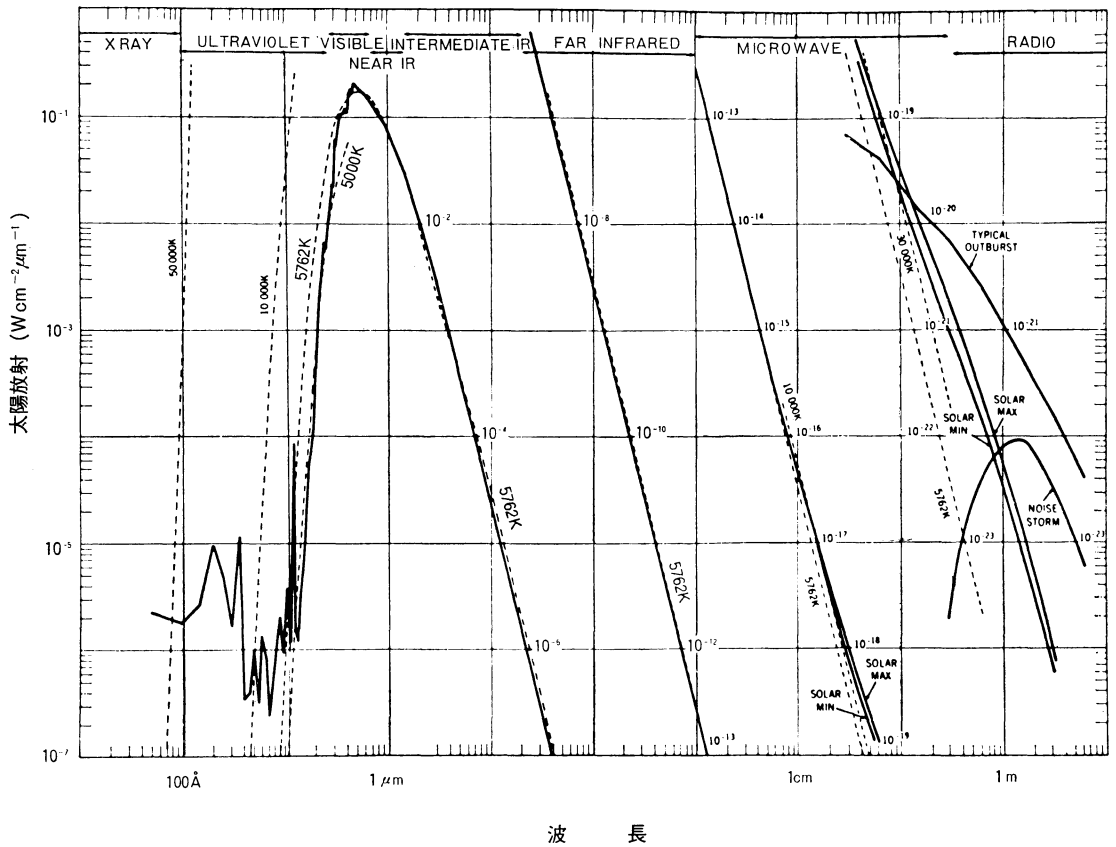
これまでのところ、人間活動により、 E の増加と ϵ の低下は確実のようである。また、大気中への塵埃の拡散や、農耕、伐採、工業化などによる地表面の改変によって、 A も大きくなってゆくと考えられる。しかし、実際には、それらの因子の増減の幅や位相と太陽定数の恒常性などの組み合わせで T_s が決定されるわけだから、そう簡単に T_s の将来を予測することはできない。これら人間活動に関連する因子は、当然、今後の石油政策や経済活動に絡んでくる。したがって、人間活動を含めた気候変動論は、経済予測を含めた環境問題の議論へと、今後発展することになる。

4. 太陽放射のスペクトル

太陽放射のスペクトルは、黒体放射の理論による約 6000°K の Planck の関数にのっていると言われるが、その素顔は簡単に表現できるものではない。そこで、まず地球大気外で見られる素顔を覗いてみよう。第4図

に、波長の短いX線から波長の長い電波まで長、現在知られているスペクトルの全貌が示されている。このうち気象学上の熱に変換されるものは、中心部分の紫外線から赤外線領域である。太陽定数を知って、この範囲を Planck の関数に合わせると、 5762°K (点線、付録参照)のものとなる。実際は、可視から紫外部にかけては、より低温の 5000°K 位に相当するが、可視から赤外部ではよく合っている。しかし、この近似は中心部分だけのもので、X線領域や電波領域ではもっと高温となり、電波領域では太陽面活動の程度によって大きく変化するのがわかる。

さて、地球大気を通過すると、太陽放射スペクトルはどのように変わるのだろうか。周知のように、地球大気には太陽光を吸収し減衰させる作用がある。その機構は吸収物質の性質と光の波長に依存するが、一般には波長の短い光ほどエネルギーが高く破壊力が強いわけで、



第4図 地球大気外における太陽放射スペクトル。縦軸、横軸とも対数スケールであり、長波長領域では、縦軸をずらしてある (Thekaekara, 1973)。

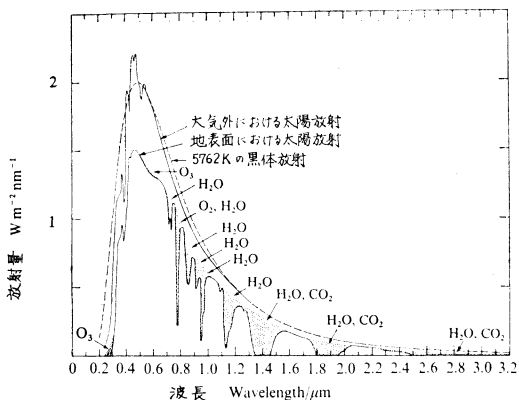
紫外線が大気成分の原子や分子に吸収されると、イオン化や光解離が起こる。したがって、この反応は光が大気圏に突入すると間もなく起こり、電離層やオゾン層の形成につながる。このため、地上に到達する紫外線はほとんど無くなり、地上の生物は高エネルギーの太陽放射から守られているわけである。ところが、もう少し波長の長い光になると、光解離やイオン化を起こすにはエネルギーが足りない。そのため、吸収されても原子や分子の電子状態を変えたり、分子結合の振動や廻転状態を変える程度の作用しか持たない。この領域の光が可視から赤外部のものである。

このような光の吸収は、ある波長域に対して連続的に起こるものではなく、限られた波長の光に対して選択的に起こるものである。すなわち、たとえば赤外線吸収では、分子の廻転状態を規定するエネルギーレベル間の遷移が一本の吸収線となり、似たような廻転状態の遷移から無数の吸収線が生じる。そして、それらの吸収線が一定の幅をもって、互いに重なり合い、吸収線の群として一つの吸収領域（吸収帯）を形成しているように見える。このような吸収帯は、分子の種類やその振動状態と分子の量によって、大小さまざまに、それぞれの波長領域に分布し、全体として地球大気吸収スペクトルを形成しているわけである。この様子は第5図に示されているが、大気を通じた太陽放射の姿は、何とも無残に蚕食されているのではないか。

大気中を通過する光を減衰させる機構には、吸収の他に散乱過程がある。散乱は光の進行方向を曲げるので、結果的に到達量を減少させる。太陽光の行方を追った第2図からもわかるように、大気中の気体分子や塵や雲による散乱反射は、大気による吸収とほぼ同程度に到達量を減少させる。第5図において、地表面に到達した太陽放射スペクトルの全波長域にわたる減衰は、この散乱過程によるものである。

大気分子による散乱は、Rayleigh 散乱と呼ばれる散乱過程に従い、光の波長が短いほど強く、波長に対して連続的に起こる。たとえば、われわれが見る青空はこの理由による。しかし、最も波長が短い紫外の紫色に見えないのは、もともと青い光の方が強いことと、紫色にとっては大気が厚過ぎて下層に到達する以前にさらに散乱されて減衰してしまうためである。だから、もっと上空で青空を眺めれば、もう少し紫色っぽく、そしてやや暗く見える筈である。

一方、雲や塵による散乱は、光の波長の他にこれらの



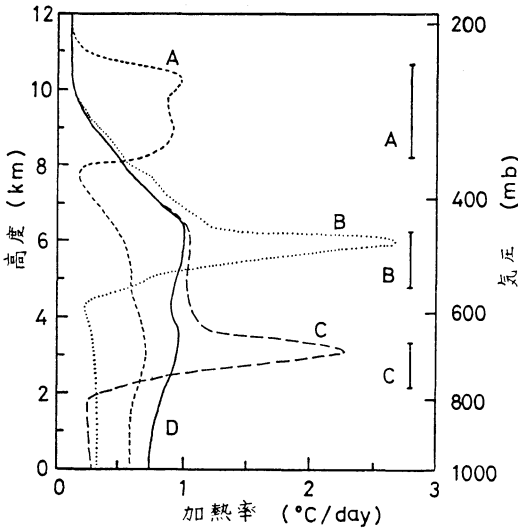
第5図 太陽放射スペクトルと地球大気による吸収。地表面における太陽放射は垂直光路によるもので、影をつけた部分が、それぞれの吸収帯による吸収を示す (AFCRL, 1965)。

粒子の大きさにも依存するので、散乱光の波長依存性は薄らぐ。その結果、白っぽく見えるわけである。この散乱過程を Mie 散乱と言うが、波長に関して連続的な散乱能力を持つことは Rayleigh 散乱と同様である。分子散乱と粒子散乱におけるもう一つの違いは、散乱光の行先の割合を示す散乱角度分布にある。Rayleigh 散乱の場合は、入射光の進行方向と同じ方向（前方）に散乱される割合と、後方に散乱される割合が同じで対称的であるが、Mie 散乱の場合は前方散乱の方が、はるかに優勢である。

5. 太陽放射による大気の加熱

地球大気に吸収された太陽放射は、その分だけ大気を温める。第5図に示されたように、この吸収は、H₂O、CO₂、O₃ などによるが、その大半は H₂O によって決まる。また、光の通過光路の長さにも依存するので、太陽光の入射角の関数でもある。

第6図は、太陽放射による加熱率を標準大気を対象に計算した一例である。この場合、太陽は天頂角 60° にあるとし、地表面の反射率を 0.07 (海面に相当) としてある。図では、晴天時の場合とともに、雲の存在による変化も比較されている。雲のモデルとしては、高度の異なる三つの典型的な層状雲が、それぞれ独立に存在すると仮定されている。晴天の場合は、主な吸収物質である H₂O の高度分布と気圧による吸収能力の変化によって実線 D のような加熱率となる。10 km 以下の下層大気は、だいたい 1日に 1°C 位の割合で温められているこ



第6図 太陽放射の吸収による大気に加熱率。D：標準大気に H₂O 分布を加えた晴天時のもの。雲のある場合は、A：巻雲，B：高層雲，C：積雲を、それぞれの位置に仮定した。太陽は天頂角 60° にあり、地表面反射率は 0.07。雲による加熱は、雲層内の上端に現われ、雲の下では放射量の減衰のため加熱率が低下する (Lacis・Hansen, 1974)。

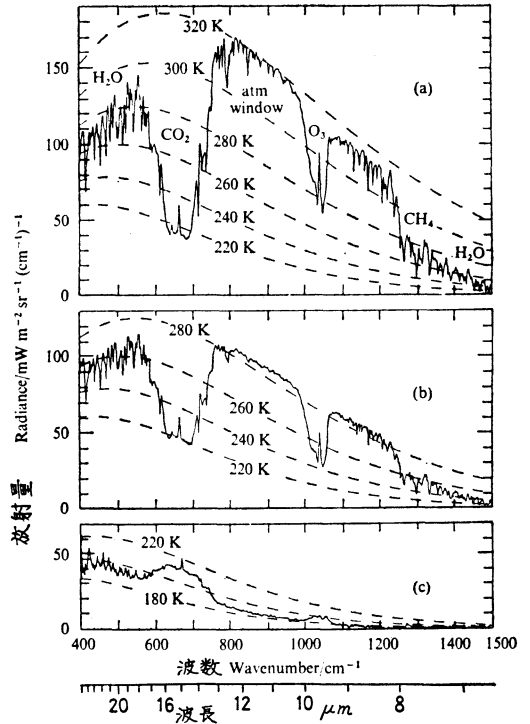
とがわかる。しかし、この値は、われわれの周囲の気温変化に比べると、ずっと小さいことに注目しておきたい。このことは、第2図にも示されたように、太陽放射による大気への直接の加熱は、地表面の吸収による加熱作用より、ずっと少ないことを示している。

6. 地球放射のスペクトル

大気は太陽放射を吸収して、1日に 1°C の割合で加熱してゆく——これが前節の結論である。したがって、この加熱機構を打ち消す作用がなければ、大気はどんどん温まってしまう。その役目を果たすのが、地球放射であることは前述したとおりである。

では、地球はどのような放射を宇宙空間へ放っているのでしょうか。人工衛星を打ち上げて外から観測すると、2種類の放射を得ることになる。一つは、“地球は青かった”と言われた太陽放射の反射成分である。これは、第2図の反射成分30%に相当する放射で、地球自体が放射し自らを冷却させるものではない。もう一方が、地球からの放射で、そのスペクトルは第7図に示すように赤外部に位置する。

この図は、地球大気の直ぐ外側で観測されたもので、



第7図 宇宙から見た地球放射のスペクトル。点線は、それぞれの温度における黒体放射を示す。(a)：サハラ砂漠上空，(b)：地中海上空，(c)：南極上空。吸収帯としては、H₂O (波長 13 μm 以上，8 μm 以下)，CO₂ (13~17 μm)，O₃ (9~10 μm)，CH₄ (8 μm 付近) が認められる。窓領域は、O₃ の吸収帯を除く 8~12 μm に位置する。(c)では、地表面より上層 (CO₂ や O₃ の吸収帯)の方が高温である (Hanel *et al.*, 1971)。

太陽放射スペクトルのように、遠方から地球全体を見渡したのではない。それだけに、地表面や緯度の違いにより異なるスペクトルが見えるわけである。このスペクトルに、Planck の関数の目盛を重ね合わせてみると、波長別の放射温度がわかる。そして、その放射が主にどこから出発してきたか見当をつけることができる。図の (a)は、サハラ砂漠の上空で宇宙空間へ逃れてゆく放射を示す。波長の 8~12 μm では、底にある砂漠の表面を出発した放射が直接逃れてゆくのがわかる。この領域は大気の窓と呼ばれ、吸収がたいへん少なく、下層からの放射が通過しやすい。このような窓領域がいくつかあり、

全体として直接通過分は第2図で6%と見積もられている。ところが、13~17 μm の CO_2 の吸収帯の領域では、観測された放射量はずっと少なく、放射温度は低い。これが、よく言われる大気温室効果を作り出すゆえんである。すなわち、ほぼ320°Kの地表温度で地表面を出発した筈のこの領域の放射は、途中の CO_2 で吸収されてしまって、直接大気外へ逃れることはできないわけだ。ところが、図の(b)や(c)を合わせて考えると、別なことも言える。すなわち、(a)(b)(c)は、それぞれ、サハラ砂漠、地中海、南極と、地表温度が異なる地点の上空で観測されたものだが、 CO_2 の波長域で見ると、どの地点でも約220°Kの黒体に相当する放射が放出されている。このことは、逆に、この波長域では、220°K位に相当する上層大気からの放射があることを意味している。だから、この波長域で地球を見ると、地球はどこもかしこも均一で、ちょうど金星のように大気の中を覗くことができない惑星ということになる。このように、吸収の強い波長域では、地表温度より低い温度の放射が放出されることにより、熱を蓄える性質をもつ。

地表面や下層からの放射を遮る吸収帯としては、 H_2O が最も重要な役割を果たしており、その役目は、ちょうど、野球における外野の守備に例えられる。レフト・センター間を窓領域と見なせば、 O_3 の吸収帯がショートに相当する。小粒ながらよく働いている様子が、この図にも現われている。そして、 CO_2 はサードということになる。

7. 放射による地球大気の冷却

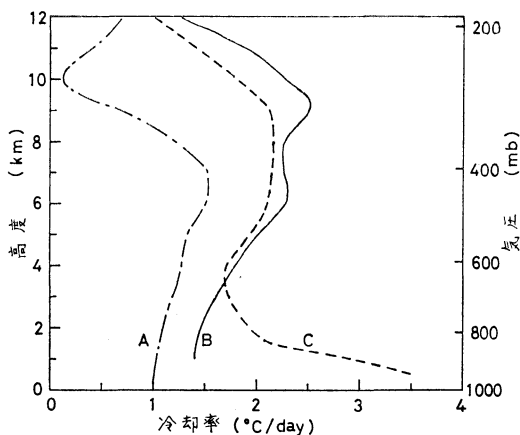
温室効果があると言っても、放射は地球大気から絶えず放たれている。その放射量は、(1)式から255°Kの黒体放射と見なされたが、実測では256°Kのものに相当した。すなわち、1969~1970年の1年間の平均によると、その値は244 Wm^{-2} であった。この放射によって、大気はどんどん冷却しているわけである。

このように説明すると、“大気温室効果”という通りの良い言葉の理解に関連して混乱が生じることがある。その原因は、大気は下からの放射を吸収するということがばかり強調されて、自分自身もまた、その温度に応じた放射体であることを忘れてしまうためらしい。温室効果を整理すると、まず大気は地表面からの放射を吸収し、そしてその温度に応じて再びあらゆる方向に——大別すれば上下二方向に——自らの放射を放出する。下向の放射は太陽放射と同様に地表面を加熱し、上向の放

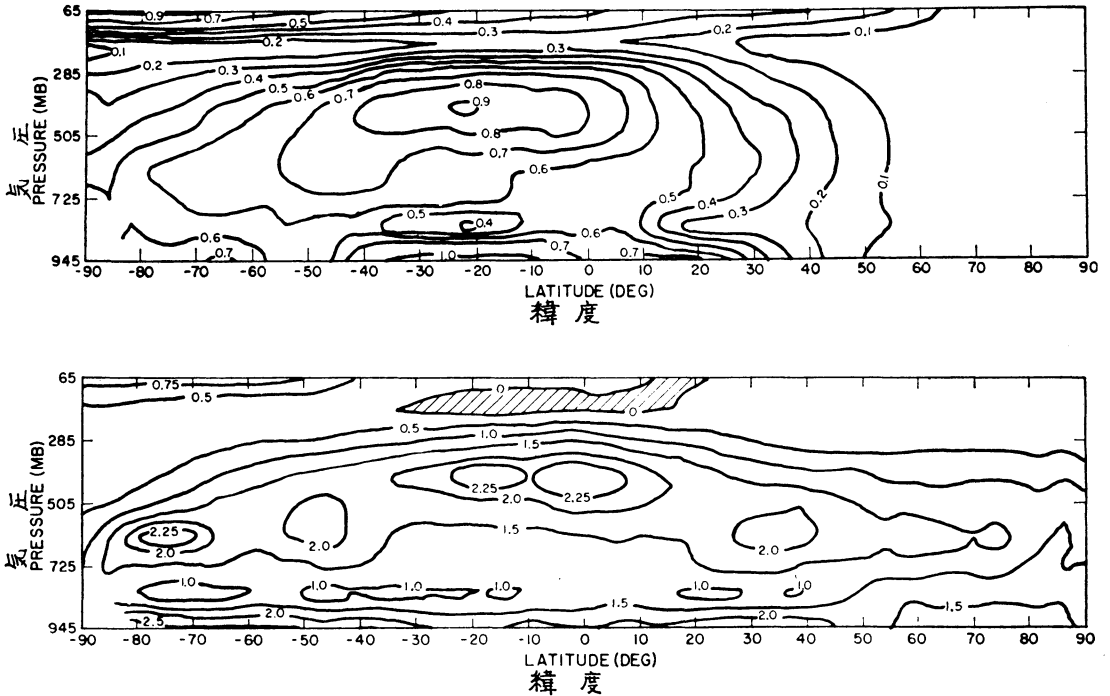
射は宇宙空間へ逃れてゆく。このために、地表付近は、太陽放射で温められるのに加えて、この大気からの放射でも温められる。そして、地表面は太陽放射のエネルギーとこの放射に相応して、自らの放射エネルギーを放出する。このようにして、地球を外から見た時の放射温度 T_e よりも高い温度が、地表付近に形成されるわけである。

もう一つ、温室効果の説明に関連したことを指摘しておこう。一般に、“大気”の温室効果という形で大気役割が強調されているが、実際に放射のやりとりに係わるものは、大気中の少数派の H_2O 、 CO_2 、 O_3 などであることを忘れてはならない。なぜならば、もし大気はその主成分である N_2 と O_2 からできていると考えると、第7図の窓領域が地球放射の全域に広がり、地表気温はぐっと低温になってしまう。だから、温室効果を説明する場合には、それに作用する物質と放射の吸収・射出の過程を明らかにして、大気そのものが持つ熱容量の説明と混同しないように注意する必要がある。

さて、大気の冷え具合はどの程度になるか。その様子は、温度分布と吸収物質分布によって決まる。問題をたいへん複雑にしているのは、同じ吸収物質でも波長域によって冷え具合が変わるためである。一般に、強い吸収領域では上層で、弱い吸収領域では下層で冷却に寄与する。このことは、第7図に示された CO_2 の吸収帯の中



第8図 地球放射の放出による大気の冷却率。 H_2O の含有量による変化を見る。A：中緯度冬期(Roewe・Liou, 1978), B：低緯度の平均(Rodgers・Walshaw, 1966), C：低緯度における実測例(Cox, 1970)。BとCの下層における違いは、窓領域のくもり具合を示す(H_2O)₂の吸収帯の効果を示す。



第9図 大気大循環モデルにおける太陽放射による加熱率(上図)と、地球放射による冷却率(下図)。GISSモデルによる1月の緯度別平均値。加熱領域が太陽放射に対して中心部分である低緯度に集中し、冷却領域が全地球的に拡がっていることがわかる。放射冷却の方が、太陽放射による大気の直接の加熱より大きい(Somerville *et al.*, 1974)。

心部分(15 μm)から周辺部分(13 μm)にかけて、有効放射温度が低温(上層大気)から高温(下層)に移っていることから推察できよう。このような冷却を、全ての波長、全ての吸収物質に対して求めてみると、大気の冷却率が求められる。第8図はその一例で、二、三の大気モデルにおける冷却率の様子を示す。

地球放射による冷却率は、一般に、太陽放射の直接吸収による加熱率を上回る。それでは大気はどんどん冷却してしまうのかと言うとそうではなく、実は、地表面に吸収された太陽エネルギーが放射以外の形で大気中に運ばれ、大気を温めているわけである。

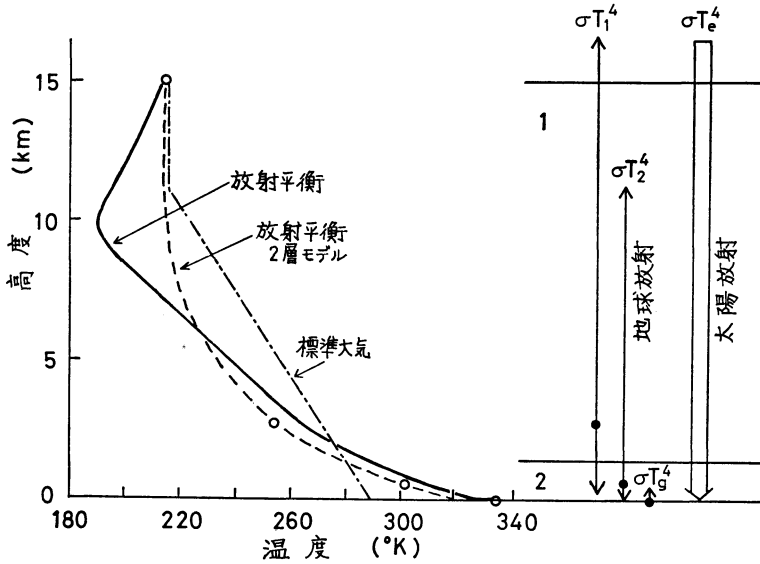
ところで、地球大気の姿を電子計算機の中に再現する研究、すなわち大気大循環モデルの開発が最近大いに進展しているが、その過程において、放射による大気の加熱・冷却も組織的に評価されるようになった。そのような計算の一例として、全地球的に見た放射による加熱・冷却の分布図を第9図に示す。この図は、北半球の冬の状態を緯度圏に沿った平均値で示したもので、雲の影響

も各緯度別に平均的に取り入れられている。南半球に片寄った太陽放射による加熱領域と、地球放射による冷却領域の分布と、それらの間の差異に注目されたい。

8. 放射平衡と大気温度分布

これまでの議論から、対流圏では放射冷却の方が太陽放射による加熱よりも強く、そのため放射平衡から求めた温度分布は、現実の温度分布よりも低温になってしまうように予想される。この様子を比較したのが第10図であるが、標準大気温度分布と比べると、放射平衡による温度分布は、対流圏上部でかなり低温になり、逆に地表付近では高温になっているのがわかる。この原因は、第2図からもわかるように、対流圏の温度分布が放射以外の熱輸送も含めた熱平衡の形で決まるためである。この図に示された放射平衡温度は、たいへん複雑な計算から求められたものであるが、ここでは簡単なモデルによって放射平衡の温度分布を推定してみよう。このモデルによる結果も第10図に示されている。

今、第10図の右半分のように、非常に簡単な2層モデ



第10図 放射平衡による大気温度分布。実線は、精密な計算による放射平衡温度分布 (Manabe・Strickler, 1964)。点線 (白丸) は、図の右に示した単純な2層モデル (気層1, 2) によって推定した放射平衡温度分布 (Goody・Walker, 1972)。

ルの地球大気を考える。この大気は太陽放射に対しては透明で、地球放射では H_2O だけが吸収に作用し、波長依存性がないものとする。太陽放射は地表面に吸収され、地表面温度は T_g となっているとする。しかも、地表面からの放射は気層2 (温度 T_2) で完全に吸収されてしまい、気層1 (温度 T_1) には到達しないとす。また、気層2からの放射も気層1で吸収され、宇宙空間に逃れるものは気層1からのものだけとする。すなわち、ある気層から出た放射が、その直ぐ上か下の気層で完全に吸収されてしまうという仮定で大気を分割したら、2層になったと考えればよい。

このようにすると、地表面に吸収される太陽放射は、気層1から向上に放出される放射と平衡しており、 T_1 は地球の有効放射温度 $T_e = 255^\circ K$ に相当する。すなわち、

$$\sigma T_1^4 (\text{向上}) = \sigma T_e^4$$

である。気層1の放射平衡から

$$\sigma T_1^4 (\text{向上}) + \sigma T_1^4 (\text{下向}) = \sigma T_2^4 (\text{向上})$$

となつて、

$$T_2 = 2^{1/4} T_1 = 303^\circ K$$

が得られる。また、地表面の放射平衡から、

$$\sigma T_e^4 (\text{太陽放射}) + \sigma T_2^4 (\text{下向}) = \sigma T_g^4 (\text{向上})$$

となり、

$$T_g = 3^{1/4} T_1 = 336^\circ K$$

となる。 T_1 と T_2 の温度を、それぞれの気層で H_2O 分布の重心の位置とすると、 T_1 の高度は 2.8 km、 T_2 の高度は 0.57 km となる。ただし、 H_2O 分布は高度 2 km で e^{-1} に減少すると仮定した。

ところで、このモデルは簡単すぎるため、これだけでは温度分布の情報としては不十分である。特に、大気上限の温度を知りたい。

そこで、今、大気上限に薄い膜がかかっていると仮定する。そして、その膜 (温度 T_f) の射出率 (Kirchhoff の法則で吸収率に等しい) を ϵ ($\epsilon \ll 1$) とすると、この膜は気層1からの放射を $\epsilon \sigma T_1^4$ だけ吸収し、同時に上下方向へ $\epsilon \sigma T_f^4$ の放射を放つと考えられる。すなわち、膜における放射平衡から、

$$\epsilon \sigma T_f^4 (\text{向上}) + \epsilon \sigma T_f^4 (\text{下向}) = \epsilon \sigma T_1^4 (\text{向上})$$

が成立し、

$$T_f = 2^{-1/4} T_1 = 214^\circ K$$

となる。以上、四つの温度、 T_f 、 T_1 、 T_2 、 T_g を図に記した分布と、正確な放射平衡による温度分布を比較してみると、2層モデルでもかなり近い値が推定されたようである。

9. おわりに

放射の問題のうち、教育面でも比較的多く話題に上る部分について紹介したが、基本的な物理過程の説明を省略したので、果たして適切な解説であるかどうか不明である。読者の皆様からの御批判と御教示をいただければ幸いに思う。

放射に関係する分野への参考書について、よく問い合わせを受けるが、放射の専門書と教養の物理の教科書との間を渡すようなものはあまりない。やはり、気象学一般の教科書の一章を手掛りとする以外に、方法はないように思う。そのため、参考文献に挙げたものは放射の専門書ばかりである。ただし、Goody・Walkerの本は、表題が示すとおり全くの啓蒙書であるが、放射に関連した部分が特によく、本稿を書くに当たってもたいへん参考になった。この本はある叢書の一冊で、長らく翻訳が待たれていたが、このほど日本語版ができたと聞く。

また、Budykoの本は、気候や環境問題と関連して放射の問題を広く解説している。日本語版もあるので助かるが、なかなかの大著である。

他に、学会の出版物である「天気」や「気象研究ノート」に、やや専門的すぎるが、解説文がいくつかあるのでそれらを参考にされたい。

なお、本稿に現われた基本定数の値を、付録に整理しておく。

付 録

本文で使用された定数記号とその値

地球のアルベド： $A=0.30$

地球・太陽間平均距離： $d=1$ 天文単位
 $=1.496 \times 10^8$ km

Stefan・Boltzmann 定数： $\sigma=5.6696 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$

太陽定数： $S=1370 \text{ Wm}^{-2}=1.96 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$

(近日点： 1416 Wm^{-2} , 遠日点： 1325 Wm^{-2})

この値は、最近の SCRS (Solar Constant Reference Scale) という絶対値の基準に合わせたもので、地上観測を除いた観測値の平均として求められた。特に、1975, 76年の衛星観測の結果は、この値を支持している。従来の IPS 1956 (International Pyrheliometer Scale) の基準より約2%ほど大きくなっている。第3図は IPS 1956による。

NASA では、太陽定数として IPS を基準にして、 $S=1333 \text{ Wm}^{-2}$ を使用していたので、第4図に示された太陽の黒体温度は 5762°K となっているが、 $S=1370 \text{ Wm}^{-2}$ を使用すれば、それは 5780°K となる。

参 考 文 献

- Budyko, M.I. (内嶋善兵衛, 岩切敏訳), 1973: 気候と生命 (上, 下), 東大出版会.
 Coulson, K.L., 1975: Solar and Terrestrial Radiation, Academic Press.
 Goody, R.M., 1964: Atmospheric Radiation, Oxford Univ. Press.
 ——— and J.C.G. Walker, 1972: Atmospheres, Prentice-Hall, (安田敏明・根本順吉訳, 1978: 大気科学入門, 共立出版)
 Houghton, J.T., 1977: The Physics of Atmospheres, Cambridge Univ. Press.
 Kondratyev, K. Ya., 1969: Radiation in the Atmosphere, Academic Press.
 Paltridge, G.W. and C.M.R. Platt, 1976: Radiative Processes in Meteorology and Climatology, Elsevier Scientific Publ.
 山本義一, 1954: 大気輻射学, 岩波書店.
 ———, 1956: 気象輻射学, 地人書館.