

図 1-2-2 IPCC の代表的なシナリオ (A1B: 経済発展にともないグローバル化されるが、化石燃料とその他のエネルギーがバランスよく利用されるようになる将来予測であり最もあり得るシナリオ。A2: 地域ごとに経済発展を追求するシナリオ。B1: 世界的に協調して環境重視に進むシナリオであり最も地球にやさしい), および各大気中 CO₂濃度 (1000, 750, 650, 550, 450 ppm) での安定化シナリオにそった二酸化炭素放出量 (IPCC, 2001 より)。放出量のピークを迎えても、海洋吸収量の 2 Pg 程度を超えるとその分、二酸化炭素濃度は上昇する。

た画期的な前進であるが、地球温暖化を防ぐ究極の目的達成のためには、まだまだ大幅な努力が必要となる。省エネルギーの推進や再生可能エネルギーの導入は当然ながら、地中や海洋への二酸化炭素貯留や新エネルギーの工学的アプローチ、環境税や次期京都議定書などの国内外の政治的アプローチ、新しい価値観やライフスタイルの提案などの教育的アプローチなど数多くの対応が必要である。

[引用文献]

CDIAC (Carbon Dioxide Information Analysis Center): <http://cdiac.ornl.gov/>
 IPCC. 2001. Climate change 2001: The scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. 881 pp. Cambridge University Press, Cambridge.

温室効果気体と温暖化の原理

第2章

北海道大学大学院環境科学院/渡部雅浩

「地球温暖化の科学」, 北海道大学大学院環境科学院編, 北海道大学出版会, 2007.

2-1 放射平衡

俗に「万物の源」というが、大気や海洋の流れ、雨、植物など、地球表面の自然環境の集合体である気候システムを維持・駆動している一番の源は太陽からの放射エネルギーである。一方、我々の体が常に体温に応じた熱を発しているように、地球表面もその温度に応じて放射エネルギーを宇宙空間へ射出している。気候システムの要素を充分長い時間(たとえば30年)で平均したものを気候と呼ぶ時、気候がある状態に落ち着いていれば、気候システムは放射平衡に近い状態にあると考えられる。温暖化の原理を理解するためには、まずはこの放射平衡の概念を知る必要がある。

最も簡単な0次元放射平衡では、地球表面を均質な黒体と仮定する。黒体とは仮想的な概念で、はいってきた放射エネルギーを完全に吸収するような物体をいう。太陽から地球にやってくる放射エネルギーを S 、地球から宇宙にでてゆくエネルギーを R と表わすと、上記の放射平衡は

$$S=R \quad (2-1-1)$$

と表わせる。ここで、放射の単位は、単位面積あたりのエネルギーの流れ、すなわち $W/m^2 (=J/s/m^2)$ である。 S は太陽放射あるいは日射と呼ばれ、 R は地球放射あるいは惑星放射と呼ばれる。日射は地球上の昼の部分だけが受け取るので、図 2-1-1 のように、地球全体では、地球を日射の方向へ射影し

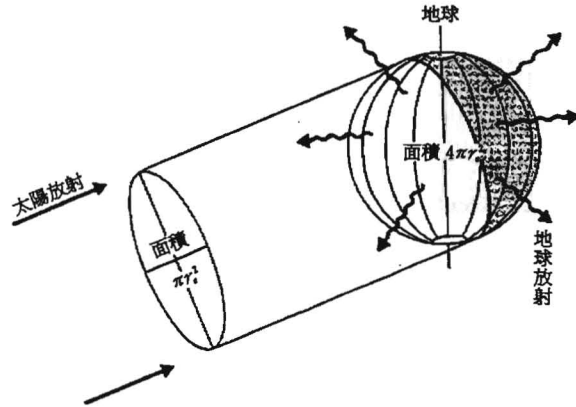


図 2-1-1 地球のエネルギー平衡を表わす模式図(小倉, 1984)

た円の面積 πr_e^2 (r_e は地球半径) と単位面積あたりの日射量の積となる。後者には、太陽と地球の平均距離における放射エネルギーである太陽定数 S_0 ($= 1370 \text{ W/m}^2$) が用いられる。また、地球表面に存在する雪氷や雲などにより、日射のある部分にはね返されて、地球が受け取ることなく宇宙へ戻ってゆく。日射のどれくらいの割合が反射されるかを表わすのが反射能あるいは惑星アルベドと呼ばれる量で、これを a と書くと、地球が受け取る日射の総量は

$$S = S_0(1-a)\pi r_e^2 \quad (2-1-2)$$

と表わすことができる。

放射は電磁波であるからさまざまな波長(あるいは振動数)をもつが、黒体の射出するある波長の放射エネルギーは、温度と波長のみ依存する(プランクの法則)。これを波長に関して積分すれば、黒体の射出する単位面積あたりの放射 I を表わす次の関係

$$I = \sigma T_e^4 \quad (2-1-3)$$

が得られる。 T_e は黒体のもつ有効射出温度、 σ ($= 5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2/\text{K}^4$) はステファン・ボルツマン定数であり、(2-1-3)式はステファン・ボルツマンの法則と呼ばれている。今、地球が黒体であると仮定しているの、図 2-1-1 のように地球表面のどこからも単位面積あたり I の放射が射出される。したがって、全体では I と球の表面積の積となる。

$$R = 4\pi r_e^2 \sigma T_e^4 \quad (2-1-4)$$

0 次元放射平衡は、(2-1-2)式と(2-1-4)式を(2-1-1)式に代入することで求められる。すなわち、両辺から πr_e^2 が消えて、

$$\frac{S_0}{4}(1-a) = \sigma T_e^4 \quad (2-1-5)$$

となる。地球の平均アルベドを $a=0.3$ とすると、(2-1-5)式は放射平衡温度 T_e について解けて、 $T_e=255 \text{ K}(=-18^\circ\text{C})$ という答えがでてくる。このことは、もし地球が月のように空気のない惑星であれば、平均温度は現実よりもずっと低いことを意味している。

次節でみるように、大気の放射に対する作用は、放射の波長により異なっている。簡単化すれば、地球大気は太陽放射に対して透明で、地球放射に対して不透明であるという性質をもつ*。このことを放射平衡温度を求める際に考慮してみよう。大気層が均質だとして、図 2-1-2 のように、地球が受け取る太陽放射はすべて大気を通過して地表面に到達する。温度 T_s をもつ地表面は黒体放射を射出するが、それはすべて大気層が吸収する。一方、大気層は気温 T_a で決まる黒体放射を地表面と宇宙へ等しく射出する。地表面と大気層各々で放射平衡の式は

$$\frac{S_0}{4}(1-a) + \sigma T_a^4 = \sigma T_s^4 \quad (2-1-6)$$

$$\sigma T_s^4 = 2\sigma T_a^4 \quad (2-1-7)$$

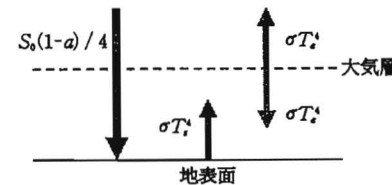


図 2-1-2 太陽放射に対して透明、地球放射に対して不透明な均質大気を仮定した場合の放射エネルギーの流れ

*ここで透明、不透明というのは、光学的な意味である。日常使う「透明」は、目にみえる可視光線を通してさせるということだが、光学的に「透明」である場合、それ以外の波長の電磁波も吸収・散乱することなく通過させる。

となり、これらを連立させて解くと $T_a=255\text{ K}$, $T_s=303\text{ K}$ という放射平衡温度が得られる。したがって、地球表面は大気存在により 48 K も暖くなるわけである。これが温室効果の最も単純な説明であり、かつ、温室効果自体は地球表面を暖かく保つ大気メカニズムとして理解されるべきであることを、上記の放射平衡の概念は示している。本書で扱う、いわゆる地球温暖化というのは、この大気の働きが人為起源の大気組成の変化によって少しだけ強まる結果、地表や下層大気の温度が上がるといふ話である(2-4節参照)。

大気の放射収支は実際にはもっと複雑で、図2-1-3に示されるように複数のエネルギーの流れがある。図2-1-3には、太陽からの入射を100とした時の大気-地表面系の放射エネルギーの流れをパーセンテージで表わしてある。大気の上端でみると、日射の3割が大気あるいは地表面で反射され、残りの7割は大気あるいは地表面に一度吸収された後に地球放射として再び宇宙へでてゆくことで、地球全体としてのエネルギー平衡が保たれている。注目すべきは、地表面から日射よりも多くのエネルギーが射出され、その96%は

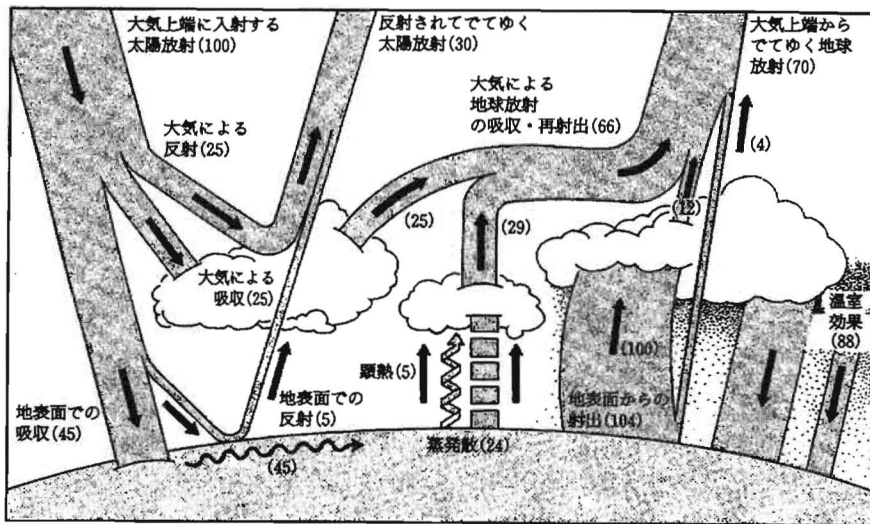


図2-1-3 地球表層のエネルギー収支(Schneider, 1992)。矢印はエネルギーの流れを、またカッコ内の数字は、太陽から入射するエネルギーを100とした時のエネルギーの割合を示す。

大気に吸収されて、かなりの部分が再び地表面へ戻るといふ大気-地表面間の活発なエネルギー交換である。図2-1-2の放射平衡は、この過程の本質を取り出したものであり、現実には海面を含む地球表面と対流圏大気の間でほとんどのエネルギー交換が行なわれている。

2-2 温室効果気体

プランクの法則によれば、ある温度をもつ黒体は、特定の波長帯において電磁波を射出する*。波長の関数として放射の強さを描いたものを放射スペクトルというが、図2-2-1Aには、太陽と地球それぞれの代表的温度である6000 Kおよび250 Kの黒体放射スペクトルが示してある。前者の方が絶対値は圧倒的に大きいので、比較しやすいようにスペクトルはあらかじめ規格化してある。図からまずわかることは、2つの放射スペクトルがほとんど重なっていないことである。太陽放射に相当する6000 Kの黒体放射は、波長約 $0.5\ \mu\text{m}$ に中心をもち(可視光線は波長約 $0.38\sim 0.77\ \mu\text{m}$ である)、地球放射に相当する250 Kの黒体放射は波長約 $15\ \mu\text{m}$ に中心がある。このスペクトルの違いが、温室効果を含む大気の放射特性にとって本質的に重要な点である。中心波長の違いから、太陽放射を短波放射、地球放射を長波放射と呼ぶことも多く、また地球放射の中心波長はちょうど赤外域にあたることから、地球放射は一般に赤外放射と呼び慣わされている。

前節で、地球大気は長波放射に対してのみ不透明であると仮定して議論を行なったが、実際に大気が放射スペクトルのどの波長帯を吸収するかが、図2-2-1Bに示されている。これは、地表面から大気上端までの全大気が放射を吸収する割合(吸収率)をパーセントで表わしたもので、吸収率が100%に近いほどその波長帯に対して大気が光学的に不透明であることを示している。放射スペクトルの両端を除けば、大気による吸収は連続的ではなく、吸収に寄与する物質(水蒸気、オゾン、酸素、二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素)ごとに離散的に存在していることがわかる。また、大まかにみれば、前節で仮定した

* 射出が最大となる波長 λ_{max} は、ウィーンの変位則 $\lambda_{\text{max}}=2897/T$ で与えられる。

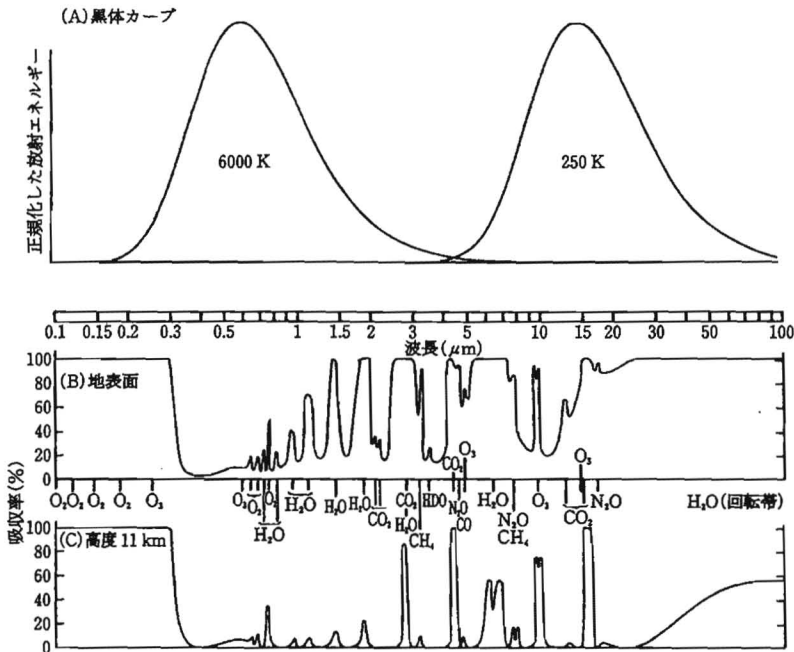


図 2-2-1 (A) 温度 250 K と 6000 K の物体からの黒体放射エネルギーのスペクトル, (B) 地表面から大気上端までの大気全体による放射の吸収率, および (C) 高度 11 km より上の大気による放射の吸収率 (Goody and Yung, 1989)。横軸は波長。(B) には, 吸収に寄与する気体成分ごとの吸収線も記入してある。

ように, 大気は太陽放射に対して比較的吸収率が低く, 地球放射に対しては吸収率が高い。

各々の波長で, 放射吸収に寄与する物質は異なる。波長の短い太陽放射は, おもに中層大気中(成層圏と中間圏)のオゾンや酸素分子によって吸収される(図 2-2-1C に示した高度 11 km より上の大気が同じ吸収率をもつことに注意)。放射強度自体は短波長側で強く, 放射を吸収したオゾンや酸素分子は光電離あるいは光解離を起こし, 中層大気を暖めるように働く。

太陽放射の長波長側および地球放射の吸収に寄与するのは, おもに水蒸気(H₂O)と二酸化炭素(CO₂)である。特に水蒸気は波長の長い地球放射をほとんど吸収しており, かつ大気中に最も豊富に存在する微量気体成分であるから, 最大の温室効果をもつ。ただし, 水蒸気の変動はほとんどが自然の水循環に

ともなるもので, 人間活動が一方向的に大気中の水蒸気量を変化させることはまずできないので, それ自身が原因となっていわゆる地球温暖化を引き起こすことはないと考えられる(しかし, 他の要因による温暖化を増幅する効果があり, これについては 2-4 節で述べる)。一方, CO₂ は水蒸気に比べごく僅かしか存在せず, 吸収帯も少ないが, 地球放射スペクトルの中心に近い 15 μm 付近に強い吸収帯をもち, それゆえに放射収支に対して大きな影響を与えている。

図 2-2-1B に記されている気体分子は, すべて放射を吸収することで大気あるいは地表面を加熱するので, 総称して温室効果気体と呼ばれている。不思議に思われるかもしれないが, 地球大気の 78% を占める窒素は, 放射に対して不活性である。これは, 気体分子による放射吸収が量子的なエネルギー準位の遷移に起因することを考えれば理解できるが, 本章ではそこまで立ち入らない。気体分子による放射の吸収についての詳しい解説は会田(1982)や Goody and Yung(1989)を参照されたい。

気体分子による放射吸収は, 本来は気体ごとの性質に依存して特定の波長のみで生じる(これを吸収線と呼ぶ)。その場合, 吸収スペクトルは図 2-2-2A のように限られた吸収線でしか値をもたない。しかし実際には, 気体分子同士の衝突や, 気体分子が光子に対して運動している効果(ドップラー効果)などによって, 吸収線はある程度の幅をもつようになり, 吸収帯を形成する(図 2-2-2B)。図 2-2-1B にみえているのはこの吸収帯である。温暖化懐疑論の 1 つに, 「CO₂ は現在既に上限近くまで放射を吸収しているので, これ以上増えても温室効果は強くならない」という議論があるが, こうした誤った理解は吸収線と吸収帯の関係を知らないがゆえに生じていることが多い。確かに, 図 2-2-1B をみると, CO₂ の主要吸収帯である 15 μm 付近では, 地球

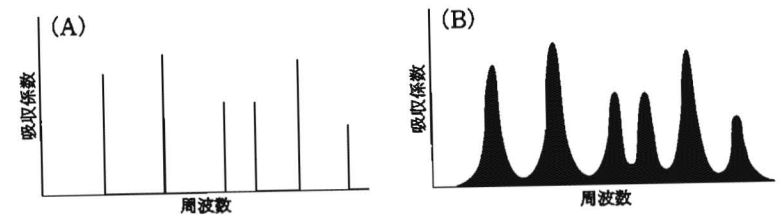


図 2-2-2 (A) 吸収線と (B) 吸収帯の模式図 (Hartmann, 1994)

放射はほとんど吸収されている。しかし、吸収帯の幅は吸収層の厚さに比例して広がるので、大気中の CO_2 濃度が増大すれば、吸収される地球放射は多少鈍りながらも増えてゆく。理論的な放射計算からは、正味放射量の変化は CO_2 濃度の対数に比例するという結果が得られている。

2-3 対流圏大気の温度構造

地球を直径 10 cm のボールとすると、地球大気はたった 0.086 mm の厚さしかもたない非常に薄い層である。したがって水平方向の運動が卓越するが、一方で重力の効果も強いために、鉛直方向に大気は一様化せず、密度や温度の分布をもつ。大気を全球で水平に平均すれば、水平方向の混合や熱・水・運動量輸送の寄与は打ち消しあうので、そのような平均大気構造の議論には、鉛直方向のエネルギー輸送過程だけを考えればよい。最も重要なのが、これまで述べてきた放射過程と、対流圏(高度約 10~15 km 以下)で卓越する対流過程である。

図 2-3-1A に、標準的な大気の温度構造を示す。地表から気温が最低になる高度約 16 km までを対流圏、それより上の高度と共に気温が上昇する層を成層圏と呼んでおり、気温の鉛直勾配が最小になる高度で対流圏界面が定義される。実際には、圏界面高度は緯度ごとに異なっており、熱帯では高く高緯度では低い。図 2-3-1A をみると、対流圏の気温はほぼ一定の割合で高さと共に下がっているのがわかるが、これは気温減率 $\Gamma \equiv -dT/dz$ (z は高度) という量で表わすことができる。標準大気では Γ は約 6.5 K/km である。

放射過程が図 2-3-1A の温度構造にどう寄与しているかを調べるため、図 2-1-2 のように大気を均質な層とみず、地表から大気上端までを多数の薄い層の積み重ねとして考えてみる。各層は隣接する層から放射を受け取り、射出することでエネルギーを相互に交換する。リレーのように受け取った放射をそのまま他の層へ射出する場合、放射はその層に対して何も作用しないので、層が放射で加熱(あるいは冷却)されるかどうかは、上下の層との間の放射束(フラックス)の収束(あるいは発散)によって決まる。大気層ごとに含まれる温室効果気体の濃度は異なるので、層ごとに各波長での放射束の吸収、射出、

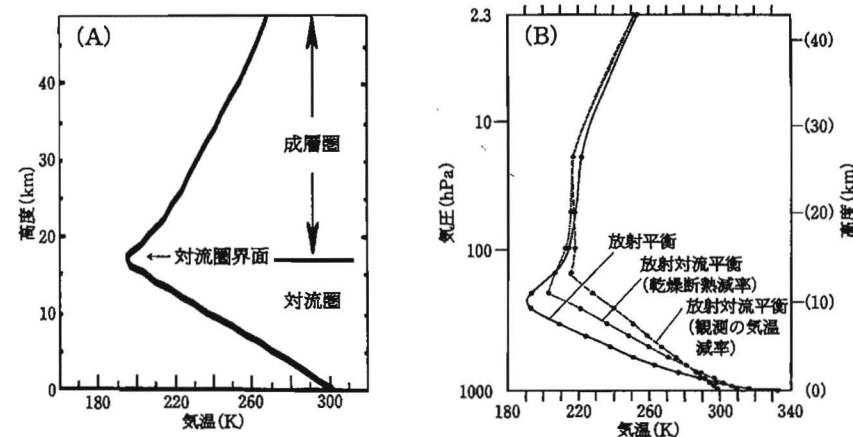


図 2-3-1 (A) 標準大気気温鉛直分布、および(B)一次元放射対流モデルで求められた平衡温度の高度分布(Manabe and Strickler, 1964)。対流を考慮しない場合と、異なる気温減率を仮定した結果を描いてある。

反射、散乱などを計算して、最終的に太陽・地球放射束の鉛直分布を求めることを放射伝達計算と呼ぶ。ある初期の温度分布から出発して、放射伝達による加熱・冷却で時々刻々変化する温度分布を求めてゆくような(鉛直)一次元放射平衡モデルは古くから気候研究で使われており、Manabe and Strickler(1964)の研究はその代表例である。

図 2-3-1B には、Manabe and Strickler(1964)が求めた放射平衡温度分布を示してある。これは、大気中の放射に活性な微量成分として水蒸気、 CO_2 、オゾンのみを与えた結果で、それらによる放射加熱・冷却だけで対流圏界面が高度 10 km 付近に形成されて対流圏と成層圏の温度構造がおおむね再現されていることがわかる。ただし、対流圏の温度勾配は観測値よりも大きく、地表で 340 K、圏界面で 190 K となる。このような大気では、軽い空気の上に重い空気が乗ることになるので不安定であり、下層の空気が上昇して対流を発生する。現実には、対流による上昇流は深い積乱雲にともなって生じるが、そのような雲の計算は鉛直一次元モデルではできないので、Manabe and Strickler(1964)は対流調節という簡便な方法で対流による熱の鉛直輸送の効果を表わした。すなわち、 Γ がある臨界温度減率 Γ_c よりも大きくなる

と、全エネルギーを保存しつつ $\Gamma = \Gamma_c$ となるように温度分布を調節する。図 2-3-1B には、 Γ_c に乾燥断熱減率 Γ_d (未飽和空気を断熱的に上昇させた時の気温低下の割合で、9.8 K/km) および現実大気の 6.5 K/km を用いた結果をあわせて示してある。予想される通り、対流調節を取り入れた放射対流平衡状態では、対流圏の温度減率は小さくなり、観測される気温構造により近くなる。

一次元放射平衡モデルでは、与える微量気体成分を変えることで、どの気体が温度構造のどの部分を形づくっているかを調べることができる(図 2-3-2)。水蒸気を含む大気で放射対流平衡を求めると、対流圏の気温分布は比較的現実的だが成層圏が形成されない。図 2-3-2 から、成層圏の形成にはオゾンの存在が決定的に重要であることがわかる。オゾンは日射(特に紫外線)を吸収して光解離することで大気を加熱し、気温勾配を逆転させて成層圏および対流圏界面をつくりだしている。一方、CO₂(ここでは濃度 300 ppm)は大気全体に対して 10 K ほどの気温上昇をもたらしている。成層圏では、オゾンによる加熱が、CO₂ による長波の射出とつりあって平衡が保たれる。

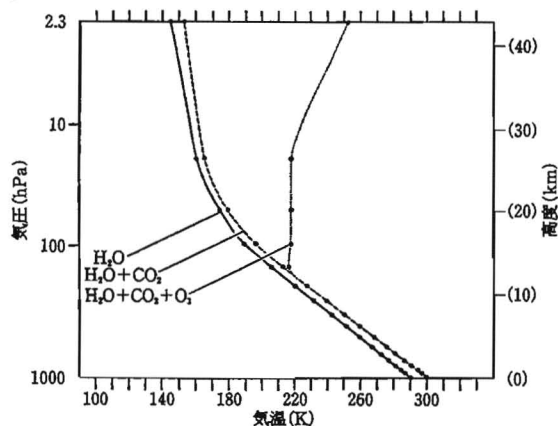


図 2-3-2 図 2-3-1 と同様、ただし観測される温度減率のもとでの放射対流平衡温度を、水蒸気のみ与えた場合、水蒸気と CO₂ を与えた場合、およびそれらとオゾンを与えた場合の計算結果 (Manabe and Strickler, 1964)

2-4 温暖化メカニズムとフィードバック過程

前節で述べたように、全球平均の対流圏と成層圏の温度構造は、放射と対流の効果のみを考えた一次元モデルでよく表わすことができる。では、このモデルに与えている CO₂ 濃度を変化させると、気温分布はようになるだろうか。図 2-4-1 に、放射対流平衡モデルに与える CO₂ 濃度を現在に近い値 (300 ppm)、その半分、および倍にした時の平衡気温分布を示した。これによると、CO₂ 濃度が 300 ppm から 600 ppm になると、対流圏は暖まる一方で成層圏は冷える (CO₂ 濃度が半分になると逆方向に変化する)。大気上端での日射は同じなので、大気上端からでゆく地球放射も 3 通りの計算では変わらない。したがって、CO₂ 濃度の変化は、大気中の熱の分配を変えるという働きをもつわけで、大気全体を暖める(あるいは冷やす)ようには働かない点に注意すべきである。図 2-4-1 の結果では、CO₂ 濃度が倍の時に地表気温は約 +2 K、半分の時には約 -2 K の変化が生じており、2-2 節で述べたように放射収支の変化が CO₂ 濃度の対数に比例するという関係になっている。

放射対流平衡モデルを用いた「温暖化」実験の結果は、定性的には図

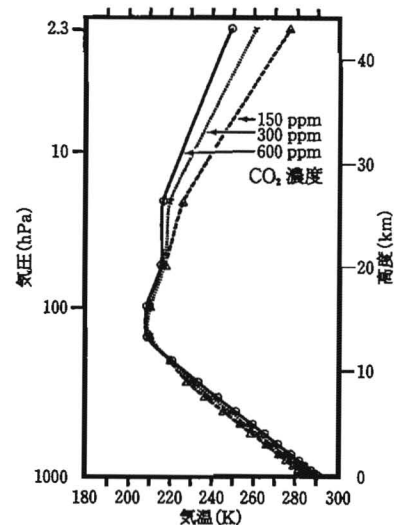


図 2-4-1 一次元放射対流モデルで、3つの異なる CO₂ 濃度を与えた場合の平衡温度分布 (Manabe and Wetherald, 1967)。CO₂ 濃度が増加すると、対流圏は温暖化する一方、成層圏は寒冷化する。

2-1-2のように単純な系でもある程度は解釈することができるが、温度構造を考慮して有効射出高度という概念を使うともう少し詳しい理解が得られる。今、図2-4-2Aのように、対流圏で Γ 一定という理想的な気温分布を考える。すなわち、 T_0 を地表気温として、気温分布は $T(z) = T_0 - \Gamma z$ と表わせる。一方、大気上端での太陽放射 S とつりあう R を射出するような有効射出温度 T_e は、(2-1-5)式から255 Kと求まる。有効射出高度とは、 $T = T_e$ である高度 $z = Z_e$ のことをさし、 $T_0 = 290$ Kとすると Z_e は約5 kmとなる。有効射出高度は、均質を仮定した大気層全体を代表する高度を意味し、地球放射に対する大気の光学的な厚さに依存する。

大気中の CO_2 濃度が倍になったとすると、大気は地球放射に対してより不透明になり、有効射出高度は150 mほど上昇する。 Γ に対流圏の典型値6.5 K/kmを用いると、有効射出温度は約1 K下がり、 R はステファン・ボルツマンの法則にしたがって約4 W/m²減少する。この時、再びエネルギー平衡になるためには、新しい有効射出高度での温度が1 K上昇しなければならない(図2-4-2B)。最初に温度減率一定と仮定しているの、これは地表温度も同じく1 K上昇することを意味する。これが最も簡単な温暖化のメカニズムである。

実際には、気温の変化にともなって、気候システムの他の要素も変化し、それが放射収支をさらに変える、というフィードバックが存在する。太陽放射、地球放射に影響する代表的な要素は、 CO_2 濃度($G = \log_2 \text{CO}_2$ で定義する)

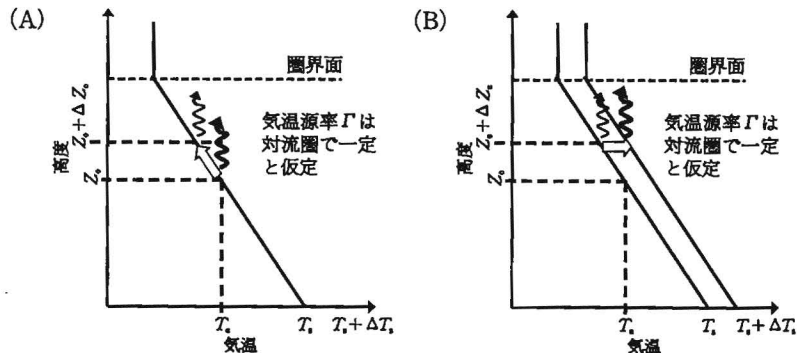


図2-4-2 温暖化の原理を説明する最も簡単な鉛直一次元モデル (Held and Soden, 2000)

に加えて、水蒸気量 q 、雪氷被覆 I 、雲量 C である*。 CO_2 は地球放射にのみ作用するとし、雪氷被覆は高いアルベドで太陽放射を反射する効果だけを考えることにすると、放射平衡解は

$$S(q, I, C) = R(T, G, q, C) \quad (2-4-1)$$

を解いて得られる。気候が変化した時に再び放射平衡に戻る、すなわち、 $\Delta S = \Delta R$ が成立するとき、仮に q, I, C が変化しなければ $\Delta S = 0$ である。よって、 R を T, G の周りでTaylor展開して

$$\frac{\partial R}{\partial G} dG + \frac{\partial R}{\partial T} dT = 0 \quad (2-4-2)$$

(2-4-2)式を変形すると、 CO_2 濃度が倍になった時の温度変化が以下のようになる。

$$\frac{dT}{dG} = -\frac{\partial R}{\partial G} / \frac{\partial R}{\partial T} \equiv \lambda_0 \quad (2-4-3)$$

ここで、 λ_0 は(CO_2 濃度変化のみによる)「気候感度」と呼ばれ、先ほどの議論から $\lambda_0 = 1$ Kと見積もることができる。

すべての内部フィードバックを考慮した時の気候感度は、同様に

$$\frac{dT}{dG} = \frac{\lambda_0}{1 - \beta_q - \beta_t - \beta_c} \quad (2-4-4)$$

ただし

$$\beta_x = \left(\frac{\partial S}{\partial X} - \frac{\partial R}{\partial X} \right) \frac{dX}{dT} / \frac{\partial R}{\partial T} \quad (2-4-5)$$

はフィードバックパラメータと呼ばれるファクタであり、介在する要素ごとに異なる。 β_x が正であれば、その要素 X は気候に対して正のフィードバックをもつといい、 CO_2 濃度変化による気温の変化を増幅する。 β_x が負ならば負のフィードバックということになり、気温変化を抑制するように働く。表2-4-1には、Mitchell(1988)により推定された、典型的なフィードバックパラメータ、およびそれらによって CO_2 濃度が倍増した時の気温変化がど

*他にも、太陽放射を反射する効果をもつエアロゾル濃度など複数のフィードバック要素が存在する。気候システムは、本質的に多フィードバックの複雑系である。

表 2-4-1 さまざまな数値モデルから推定される CO₂ 濃度倍増時の気候感度とフィードバックパラメータの典型値 (Mitchell, 1988)

	CO ₂ (λ ₀)	水蒸気 (β _q)	アイス-アルベド (β _i)	雲被覆 (β _c)
フィードバックパラメータ	—	0.35	0.15	0.25
気候感度 (左から累積)	1.1 K	1.7 K	2.2 K	4.4 K

のくらい変わるかが示してある。ここで議論している3つの要素は、どれも正のフィードバックとして働き、CO₂ 濃度変化による直接的な気候の応答を4倍にまで増幅するという結果になっている。表 2-4-1 の数値はさまざまな複雑さの気候のモデルから求められたものだが、これらは確実な推定ではなく、第5章で解説されるように最も複雑な気候モデルを用いても数値は大きくばらついている。このようなフィードバック過程の複雑さと不確定性が、温暖化予測を困難にしている最大の要因である。

アイス-アルベド・フィードバックは、地表気温が上昇することで積雪や海水面積が縮小し、地球全体の惑星アルベドが小さくなる結果、入射する太陽放射が増えてさらなる気温上昇をもたらすという過程である。一方、水蒸気のフィードバックは、空間の含み得る水蒸気量(飽和水蒸気量)が気温と共に指数関数的に増大するというクラウジウス-クラペイロンの関係によって引き起こされる。海面からの蒸発による水蒸気供給が減らず、降水が大気中の水蒸気を減らすほど急激に増えなければ、温暖化により大気中にはより多くの水蒸気が溜まるようになる。2-2節で述べたように、水蒸気は最大の温室効果気体であるから、これは地球放射をより多く吸収して温暖化を促進する。現実大気中では相対湿度 H (単位体積中の湿潤空気に含まれる水蒸気量で、水蒸気の分圧が飽和水蒸気圧に等しければ $H=1$ である) はあまり変動しないことが知られているが、仮に H が一定とすると、(2-4-5)式の水蒸気フィードバックパラメータは

$$\beta_q = \frac{\varepsilon H}{P} \left(\frac{\partial S}{\partial q} - \frac{\partial R}{\partial q} \right) \frac{de_s(T)}{dT} / \frac{\partial R}{\partial T} \quad (2-4-6)$$

と書き直せる。ここで ε は乾燥空気と水蒸気の気体定数の比、 P は気圧、 e_s はクラウジウス-クラペイロンの関係式で決まる飽和水蒸気圧である。

放射の気温・水蒸気依存性は放射伝達計算から求められ、(2-4-6)式より $\beta_q \approx 0.4$ という値が得られる(すなわち、水蒸気フィードバックは、CO₂ 濃度倍増に対する気温上昇を1.7倍に増幅する)。Mitchell(1988)の推定した β_q は0.35と比較的近い値である。また、現在の最新の気候モデル群の推定する温暖化時の気温上昇と、初期の H 一定と仮定した放射対流平衡モデルの結果(たとえば Manabe and Wetherald, 1967)があまり違わないという点も、上記の考察が第一近似として正しいことを示唆している。

雲は気候感度に対して潜在的に大きな影響力をもつが、太陽放射・地球放射の双方に作用するために、そのフィードバック過程は単純ではない。光学的に厚い雲は、地球放射に対してほぼ完全な吸収体として振る舞うが、太陽放射を反射する効果も大きい。前者は正のフィードバックを、後者は負のフィードバックをもつので、両者は逆方向に働き、雲の放射に対する正味の効果はそれらの僅かな差によって決まる。雲による冷却効果は雲のアルベドに依存する*が、雲の存在する高度にはさほど敏感ではない。一方、雲頂の温度は周囲の気温とおおむね等しく、気温は減率 Γ で高度と共に低下するので、雲頂からの黒体放射は雲の高さと共に減少する。雲の温室効果は、雲がない時の地表(および晴天大気)からの地球放射と、雲がある時の雲頂からの長波放射の差で表わされるので、雲による加熱効果は雲頂高度に強く依存する。

雲の正味の放射効果を、雲のアルベドと雲頂高度の関数として簡単な放射平衡モデルで見積もったのが図 2-4-3 である。これまでの議論から期待される通り、雲のアルベドが高ければ正味で冷却効果をもつ、雲頂が高ければ加熱効果をもつ。現在の気候においては、雲は大気下層により多く発生しており、正味で -17 W/m^2 という冷却効果をもつとされる (Harrison et al., 1990)。CO₂ 倍増時の雲のフィードバックは、雲の光学特性や構造の変化(たとえば、深い積雲が増えれば正だが、薄い下層雲が増えれば負)に依存する。表 2-4-1 では、雲は正のフィードバックをもつと推定されているが、温暖化時に雲がどう応答

*雲のアルベド、すなわち光学的な「白さ」は、雲粒の相(水か氷か)、総量、および粒子半径などに依存している。

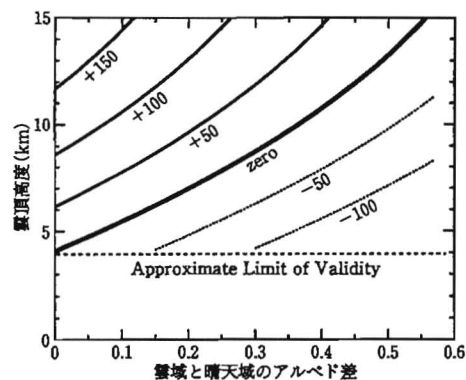


図 2-4-3 大気中に雲が存在することによる、大気上端での正味の放射エネルギーの変化を、雲のアルベドと雲頂高度を軸にとって簡単なモデルで推定したもの(Hartmann, 1994)。図中の数字の単位は W/m^2 で、正の値は雲が地球を正味で暖めることを、負の値は雲が地球を冷やすことを意味する。

するかは不明な点が多く、フィードバックの強さや場合によっては符号さえも、今後の研究の進展につれて見積もりが変わってゆく可能性がある。

[引用文献]

- 会田勝. 1982. 大気と放射過程. 280 pp. 東京堂出版.
- Goody, R.M. and Yung, Y.L. 1989. Atmospheric radiation. 520 pp. Oxford University Press.
- Harrison, E.F., Minnis, P., Barkstrom, B.R., Ramanathan, V., Cess, R.C. and Gibson, G. G. 1990. Seasonal variation of cloud radiative forcing derived from the Earth Radiation Budget Experiment. *J. Geophys. Res.*, 95: 18687-18703.
- Hartmann, D.L. 1994. Global physical climatology. 412 pp. Academic Press.
- Held, I.M. and Soden, B.J. 2000. Water vapor feedback and global warming. *Ann. Rev. Energy Environ.*, 25: 441-475.
- Manabe, S. and Strickler, R.F. 1964. On the thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment. *J. Atmos. Sci.*, 21: 361-385.
- Manabe, S. and Wetherald, R.T. 1967. Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J. Atmos. Sci.*, 24: 241-259.
- Mitchell, J.F.B. 1988. Simulation of climate change due to increased atmospheric CO_2 . In "Physically-based modeling and simulation of climate and climate change"(ed. Schlesinger, M.E.), pp. 1009-1051. Kluwer Academic Publishers.
- 小倉義光. 1984. 一般気象学. 316 pp. 東京大学出版会.
- Schneider, S.H. 1992. Introduction to climate modeling. In "Climate system modeling" (ed. Trenberth, K.E.), pp. 3-26. Cambridge University Press.

過去の気候と環境変遷

第3章

北海道大学大学院環境科学院/入野智久・山本正伸

3-1 古気候学

古気候学とは過去の気候変動を復元し、その変動のメカニズムを理解することをめざす学問分野である。観測データに基づく気候学が、1~10年スケールの気候変動をおもな対象とするのに対して、古気候学では、100年~数十億年スケールの気候変動も対象としている。過去の地球を理解することは、まだ知らぬ宇宙の果てを理解するのにも似て、知的興奮に満ちた作業である。

3-2 古気候の復元方法

観測による気候データは数百年前に遡るが、断片的であり、地域的な偏りも大きく、全球的気候変化を復元するには不十分である。世界各地で気候記録がよく保存されているのはたかだかこの50年ほどのことに過ぎない。では、それ以前の古気候データはどのようにして得るのであろうか。1つは古文書に残された記録から推測する方法である。5000年前のナイル川の水位の記録が最も古い。では、それ以前は、また文書記録のない地域ではどのように復元するのであろうか。それには、樹木年輪、サンゴ年輪、アイスコア、石筍、レス・古土壌、湖沼コア、海底コアなどが用いられる。このような古