気象影話室

対流圏の気温減率はなぜ6.5 K/km なのか ーエネルギー収支からの考察

木 村 龍 治*

1. はじめに

標準大気の対流圏の気温減率は6.5 K/kmである。 乾燥断熱減率(約10 K/km)と湿潤断熱減率(約5 K/km)の中間で,乾燥空気の上昇に関しては静力学的に安定,湿潤空気の上昇に関しては不安定であるため、「条件付き不安定」といわれる。

対流圏 (地球大気の地表面から高度約12 km までの大気層) の空気は、その名の由来になっているように、常に上下方向の混合が生じている。一般に、乾燥空気が上下に混合されると、気温減率は乾燥断熱減率になる。上下に温度差のある風呂の湯を攪拌すると等温の湯ができるのと同じ理屈である。上下の攪拌が支配的であれば、温度成層は中立(安定でも不安定でもない状態)になるからである。液体であれば等温になるが、気体の場合は、乾燥断熱減率が中立なのである。そのような性質があるにもかかわらず、対流圏の気温減率は、なぜ、乾燥断熱減率ではなく、6.5 K/km なのであろうか。

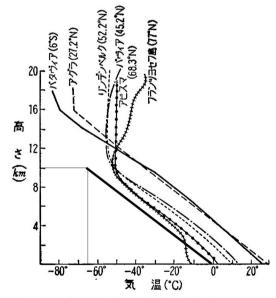
試しにこの質問をインターネットで検索してみると,「ベストアンサー」なる解答が示された。曰く, 乾燥した大気であれば気温減率は乾燥断熱減率になる。完全に湿った大気の気温減率は湿潤断熱減率になる。現実の大気の湿度はその中間なので,気温減率も中間になる。

一見もっともらしい解答であるが,よく考えるとおかしい。現実の対流圏中層の気温減率は湿度に関係なく $6.5\,\mathrm{K/km}$ に近い値なのである。 $5\,\mathrm{K/km}$ から $10\,\mathrm{K/km}$ のさまざまな気温減率を平均して $6.5\,\mathrm{K/km}$ になる,というようなものではない。

湿度だけでなく、緯度にもよらない。第1図は南緯6度から北緯77度までのさまざまな場所における年平均気温の高度分布を示したものである。比較のために、6.5 K/kmの気温減率を示す直線も示した。気温減率はほとんど緯度によらないことが分かるであろう

このグラフを見ていると、自然は6.5という数字にこだわり、強い意志をもって世界中の対流圏の気温減率を6.5 K/km に保とうとしているように見える。それでは、6.5という数字は、どこから出てくるのだろうか。

「6.5の謎」は、長い間、私の心の中でくすぶり続け



第1図 年平均の気温の高度分布。緯度の異なる さまざまな場所における気温分布を比較 した。太い斜めの直線は6.5 K/km の気 温減率を表す(正野(1961)より引用)。

^{*} Ryuji KIMURA, 元放送大学。 mfrk@jcom.home.ne.jp

^{© 2017} 日本気象学会

ていた。ところが、現役を引退した後になって、意外な書物がその解答を教えてくれたように思った。意外な書物とは、高校の地学の教科書である。

「地学基礎」の検定教科書(啓林館,数研出版,第一学習社,実教出版,東京書籍)は,グローバルな大気のエネルギー収支の視点から,大気の鉛直構造(温室効果,積乱雲,降水,大気の成層構造,条件付き不安定(「発展」で扱われる))や大気大循環を扱う。そこでは,第2図に示すようなエネルギー収支の図が使われる。

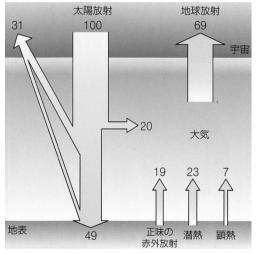
各社のエネルギー収支図を比較しているうちに、これは一種の暗号で、図の中に、対流圏の基本的な構造が隠されていることに気がついた。その結果として、6.5 K/km の気温減率が導かれる。

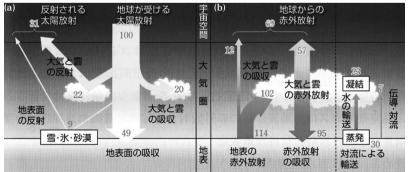
その解答は、インターネットの「ベストアンサー」と同様のみせかけのものだろうか。それとも、真理の女神が微笑んでくれるようなものなのか。この欄をお借りして考察の過程を示し、会員の皆様の厳しいご批判を仰ぐ次第である。

なお、気温減率の問題は、「放射対流平衡」の考え 方で説明できると思っている読者が多いと想像する。 本稿は、放射対流平衡の話をするわけではない。付録 1で、放射対流平衡と本稿の考え方の比較を行った。 解答のみを知りたい読者は、まず、付録1を読んでい ただきたい。

2. 放射過程の2つの役割

第2図は、大気圏外に降り注ぐ太陽の放射エネル





第2図 「地学基礎」にあるグローバルなエネルギー収支の図。大気圏外に降り注ぐ太陽の放射エネルギー(=342 W/m²)を100としたときの相対的な値を示している。上図:実教出版(田中ほか 2013)、下図:数研出版(中村ほか 2013)。教科書の図では、対流圏・成層圏は区別していない。下図では、雲より下の部分が対流圏と考えてよいだろう。教科書では、どちらの図もカラーであるが、ここでは白黒で示した。

ギー (=342 W/m²) を 100とするとき、放射エネ ルギーが大気圏内で形をか えて, 再び, 同じ量のエネ ルギーが赤外線として宇宙 に逃げる過程を示したもの である。出版社によって, 表現方法は多少異なってい るが, どの出版社も, 同じ 内容の図でエネルギー収支 を説明している。 上図に示 した実教出版の教科書の図 は簡明で分かりやすい。地 面に吸収された太陽放射エ ネルギー(49)は,潜熱 (23), 赤外線 (19), 顕熱 (7) の3つの形で大気に 与えられ、結局、49の赤外 線に姿を変えて宇宙に逃げ ることを示している。この 図では、それが、どのよう な過程で赤外線エネルギー に変換されるのか, 一切示 されていない。一方,数研 出版の教科書の図(下図) は、入射するエネルギーと 地球から放射されるエネル ギーを分けて示している. 地面から宇宙に逃げるエネ

ルギーも,地面から赤外線

で逃げる部分と地面から潜熱・顕熱の形で逃げる部分を分けて示してある。潜熱のエネルギーは、水蒸気の凝結によって大気を温め、大気から赤外線の形で宇宙に逃げていく。その過程で雲が関与することを示している。上図に比べて情報量が多いが、その反面、図がごちゃごちゃして、分かりにくい。

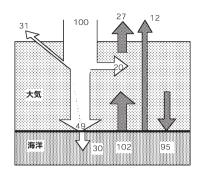
エネルギー収支の図を分かりやすく示すには,エネルギー収支の図を第3図のA図とB図のように2つに分離してみればよい。

A図は,大気全体を積

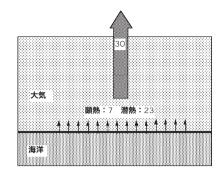
分したときのエネルギー収支である。30のエネルギーが海洋に吸収されるので、これだけでは収支が成立しない。それを補うのが B 図で、大気が海洋から顕熱・潜熱の形でエネルギーをもらい、そのエネルギーが赤外線の形で宇宙に逃げる過程である。A 図と B 図を足し合わせると、第 2 図と同じ内容になっていることを確認していただきたい 11 .

エネルギー収支の図を2つに分離することにより,放射過程が2つの役割をもっていることが分かる。A図は,大気の運動が関係していない。いわば,大気全体の平均温度を決めるための放射収支である。一方,B図は海面から潜熱・顕熱で大気に与えられたエネルギーが大気を加熱し,加熱された大気から30のエネルギーが赤外線になって宇宙に逃げる過程を示している。いわば,大気循環の構造を決めるための放射収支である。A図とB図を合わせると,太陽放射と地球放射のエネルギーバランスが成り立つ。

このように,エネルギー収支の図を2つに分離すると,気温減率はB図によって決まり,気温減率を決められた大気の地上気温(ということは,対流圏全体



A図:大気の運動が関与しない エネルギー収支



B図:大気の運動と関連するエネルギー収支

第3図 グローバルなエネルギー収支図を2つに分けて示したもの。A図は、大気の運動が関与しないエネルギー収支。30のエネルギーが海洋に吸収されている。B図は、大気の運動と関連するエネルギー収支。海面から大気に与えられた30のエネルギーが赤外線の形で宇宙に逃げる。白い太い矢印は太陽放射、黒い太い矢印は地球放射(赤外線)を表す。地表面は海洋で代表させた。A図とB図を足すと、第2図のエネルギー収支図と同じ内容になる。

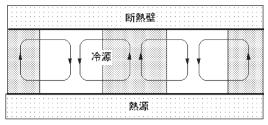
の気温) と海面水温は A 図によって決まるという構図が見えてくる.

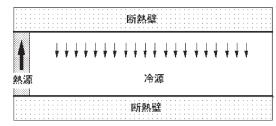
3. エネルギー収支と大気の構造

第2図を見ると地表面に到達した日射エネルギーの 半分弱が海水の蒸発に使われ、大気中に水蒸気として 与えられる。それが大気中で凝結して、大気を加熱 し、大気に含まれる温室効果気体からの赤外線の放射 によって冷却される。しかし、水蒸気が凝結するのは 地球全体からみれば、ごく狭い範囲である。空間的に も、時間的にも、スポット的に凝結が起こる。一方、 放射冷却は、ごく弱い放射冷却が3次元の大気全体に わたってじわじわと起こる。考えてみると、加熱と冷 却のマッチングが悪い。よほどうまい構造ができてい ないと、定常的にエネルギー収支が成り立つことは不 可能である。そこで、定常的にエネルギー収支を可能 にする大気循環の構造が問題になる。

対流圏の厚さは約10 km, 水平方向の広がりは全球に及ぶから, グローバルにみると, 薄い流体層である。その内部で, さまざまな気象現象が生じる。主要な構造は, 南北の温度差や海洋・大陸間の温度差によって生まれる。しかし, このような水平方向の不均一によって生じる現象は, グローバルに平均したエネルギー収支図では表現されない。グローバル平均しても残る構造とは, 水平一様な条件下で発現する現象で, それは, 鉛直方向の構造を意味する.

^{**1} 大気は非線形の複雑なシステムである。システム自体は、重ね合わせができないから、2つに分けることは意味がない。しかし、エネルギーについては、保存則が成り立つので重ね合わせが可能である。従って、エネルギーサイクルについては、分離したり合成したりすることができる。





顕熱型の対流

潜熱型の対流

第4図 顕熱型の対流と潜熱型の対流の比較。影部は上昇域を表す。

本稿の趣旨は、B図を満足する大気の構造を求めることなので、B図を水平方向に一様な条件下にある2枚の水平面に挟まれた流体層の対流と比較してみよう。

具体性をもたせる為に、作業流体は空気とする。厚さ10 km、水平方向の広がりを10000 kmとする。B図では、大気は顕熱・潜熱をもらい、同じエネルギー量を赤外線として宇宙に逃がす。水平一様の条件の下に、このような条件を与えられた流体でどのような対流が生じるだろうか。

薄い流体層が下面から加熱される状況は、ベナール対流に似ている。ベナール対流とは、上下面の温度を、下面よりも上面が低温になるように一定に保つ場合に生じる対流である。温度差が臨界値を超えると細胞状の対流が生じる。詳しくは、浅井(1983)を参照していただきたい。

ベナール対流の変形として、2種類の対流を考えることができる。ひとつは、対流層の底面から、(水平方向に一様な)顕熱が与えられ、対流層内部に(流体層全体に対して一様な)冷源があって、顕熱による加熱量と同じだけの冷却が生じ、定常状態を維持するタイプの対流である。これを「顕熱型対流」と呼ぶことにする。もうひとつは、対流層の底面から(水平方向に一様な)潜熱が与えられ、それが対流層内部で解放されて、流体を加熱する。同時に、対流層内部に(流体層全体に対して一様な)冷源があって、潜熱による加熱量と同じだけの冷却が生じ、定常状態を維持するタイプの対流である。これを「潜熱型対流」と呼ぶことにする。

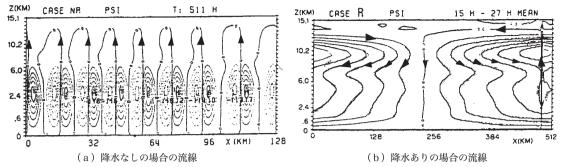
顕熱型対流はベナール対流の変形として扱われる。 基本場(=熱伝導と内部冷源のみで決まる温度場)は ベナール対流の場合と異なるが、温度勾配が臨界値を 超えると、ベナール対流と同様の細胞状の対流が形成 される。顕熱型対流の基本場については付録2を参照 していただきたい。

一方、潜熱型対流はベナール対流とかなり異なる。ベナール対流や顕熱型対流は加熱・冷却が水平方向に一様なので、基本場として、熱伝導(+冷源)だけで決まる温度場が存在する。その温度場に伴う密度場が静力学的に不安定になって対流が発生する。その結果、上昇域でも下降域でも、浮力による運動エネルギーの生成が行われる。しかし、潜熱型対流は、下面から水蒸気は一様に与えられるが、その熱が顕在化するのは上昇域だけなので、一様加熱ではない。どちらかといえば、スポット加熱と呼びたくなる。境界条件は上面、下面共に断熱壁である†2、対流による運動エネルギーの生成は、もっぱら加熱域で行われる。下降域は流体層の冷却装置として機能する。第4図に、2つの対流を比較した。

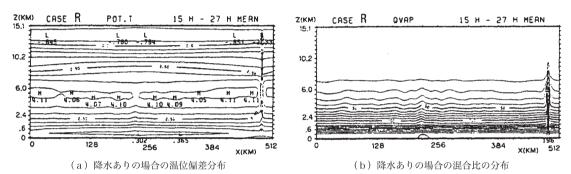
さて、対流圏では、顕熱型と潜熱型のどちらの対流が発現するであろうか。もしも、顕熱型であれば、対流圏全体が細胞状の対流で覆われるはずである^{†3}。実際は、対流圏全層を占める細胞状対流が生じていないから、顕熱型の対流は卓越していない。一方、積乱雲をスポット加熱と見立てれば、潜熱型の対流が起こっているように見える。海洋から大気に供給される熱

^{†2} ここでいう断熱壁とは、顕熱に対して断熱という意味である。潜熱、赤外線は自由に通過できるものと考える。

^{†3} 対流圏に細胞状の対流が生じる場合がある。例えば、 冬季の北西季節風の吹き出しに伴って、日本海や東 シナ海に細胞状の雲が発生する。厚さ1kmほどの 寒気層が下から顕熱を与えられて発生するもので、 顕熱型対流と考えてよい。しかし、ここでは、対流 圏全層にわたる細胞状対流をイメージしている。



第5図 (a) 降水なしの場合と (b) 降水ありの場合の各対流パターンの比較 (Nakajima and Matsuno 1988).



第6図 (a) 降水ありの場合の温位偏差(基準温位分布からの偏差) と (b) 降水ありの場合の水蒸気混合比の分布. 下降域では、水平方向に一様な構造になる (Nakajima and Matsuno 1988).

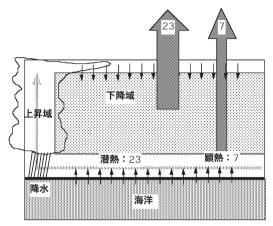
は、潜熱23に対して、顕熱7であるから、潜熱型の対流が卓越しても不思議ではない。

4. 数値実験との比較

Nakajima and Matsuno (1988) は、海面水温約 30°Cの海洋上にあって、海面から顕熱・潜熱を与えられた対流圏大気の数値実験(2次元モデル)を行っている。水平領域は約500 km、鉛直領域は約15 kmである。研究目的は熱帯海洋上の積乱雲の組織化のメカニズムであるが、前節で考察した問題と似ているので紹介しよう。

この論文では、凝結した水が落下しないで空気中に 留まる場合(降水がない場合)と降水として落下する 場合を比較している。前者は、上昇域でも下降域でも 湿潤断熱減率になるので、潜熱は浮力源にならない。 結局、顕熱によって駆動される対流が生じることにな る。その結果、顕熱型の対流セルができる(第5図 a)。それに対して、降水が生じると、潜熱型対流に なる。その場合は、計算領域にひとつだけ定常的な積 乱雲が形成され、その他の領域がすべて下降域になる (第5図b). 第5図bの領域内の右隅にある縦線が積 乱雲で、その両側に下降域が拡がる。この計算では、側壁の境界条件がサイクリック¹⁴なので、潜熱型の対流でも大きなセル状構造になる。もしも、水平領域が さらに拡がれば、セルはさらに大きくなることが予想 される。第6図は、数値実験で降水がある場合の温位 偏差と混合比の分布を示したものである。下降域では 水平方向に一様な構造になることに注意してほしい。

¹⁴ 数値実験では、水平方向の計算領域が限られている。水平方向に無限に続く流体層の数値実験を行う場合の工夫として、右端の境界における境界条件と左端の境界における境界条件が、あたかもそこに壁がないかような形で接続する場合がある。そのような境界条件をサイクリックな境界条件という。その場合、計算領域の幅で繰り返す流れ場が計算されることになる。



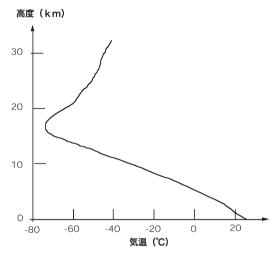
第7図 潜熱型対流が卓越するときの熱収支(第3図のB図の改良版). 黒い矢印は地球放射(赤外線). 下降域の上下にある白い領域は,水平流が卓越する場所である.灰色の矢印は気流の向きを表す.上昇域内で,23の潜熱が23の顕熱に変化する.

5. 潜熱型対流のエネルギー収支

対流圏に潜熱型対流が卓越すると考えると,第3図のB図は,第7図のように改良できる.第7図では,対流圏を上昇域と下降域に仕分けした.上昇域に積乱雲の絵を描いたが,ひとつの積乱雲というよりは,(グローバル平均なので)地球上の各地・各時刻に発生する積乱雲の全体である.なお,降水雲は積乱雲に限らないが,対流圏全層に及ぶ大気循環をもたらすものは積乱雲であるから,積乱雲が対流圏の主要な構造を作ると考えられるのである.

第8図に、父島で観測された気温の鉛直分布例を示す。対流圏上部から下部まで気温減率がほぼ一定であることが特徴である。それは、下降気流が対流圏全層に及ぶことを示している。もしも、対流圏中層に雲頂をもつ降水雲が気温減率の主役であれば、雲頂より上には(その降水雲による)下降気流は存在しない。放射冷却場に下降気流の断熱圧縮による加熱がなければ、温度を一定に保つことは不可能である。第8図は、対流圏の成層構造が積乱雲の作用でできていることを示唆する。

顕熱は、海面付近の空気を温める。昇温した空気は、それ自身からの赤外線の放射で冷却されることが考えられる。顕熱の一部が積乱雲に取り込まれ、対流圏上層まで運ばれることも考えられるが、第7図では、簡単のために、顕熱7は、すべて、下層から宇宙



第8図 気温の鉛直分布の一例(父島における 2015年8月15日21時の観測結果. 気象庁 HPのデータから作製).

に逃げる赤外線とバランスするとした.

一方、潜熱は海面付近の空気を温めることには寄与しない^{†5}.単に、大気に少量の気体が加わるだけの現象である。それ故、海面から潜熱が与えられるという表現は(その真意を知っている人には問題ないが)知らない人には、分かりにくい表現である。潜熱というよりは、海面から「燃料」が与えられると書くべきなのである。

「燃焼」は上昇域で起こる。上昇域は大気循環のエンジンに当たるものである。エンジン内部で水蒸気が「燃焼」する。その「燃えがら」が降水である。降水の存在は、エンジン内部で「燃料」が「燃焼」したことを示す証拠である。

「燃焼」によって昇温した空気は、対流圏のいろいろの高度から水平に広がる。雲頂高度が低い降水雲の場合は、対流圏中層から水平に広がる。積乱雲の場合は、対流圏上部で水平に広がる。

積乱雲は上昇気流なので、積乱雲の外側には、下降

¹⁵ 潜熱は、それ自身、直接に大気を加熱しないが、地上気温に重要な作用をもたらす。もしも、地表面が砂漠であれば、大気に与えられる30のエネルギーのほとんどが顕熱になるだろう。それは、地上気温の上昇を意味する。余談であるが、都市域の地上気温の上昇(都市のヒートアイランド現象)は、地表面がアスファルトやコンクリートで覆われ、地表面が乾いていることに一因があるといわれる。

気流が存在する。対流圏のいろいろな高度で水平に広がった空気は、放射冷却で冷やされながら、ゆっくり下降する。重要な点は積乱雲に伴う上昇気流が対流圏上部まで及ぶことである。その補償流として、その外側の大気層は、対流圏上部から下部に至るまで下降気流が存在する。大気が安定成層をしているために、下降気流は積乱雲の外側の全域に及ぶ。その様子は、第5図b、第6図に見られる。

このような現象が定常的に維持されるためには、上昇域の加熱と同じ量の冷却が必要である。冷却がなければ、下降域の大気は次第に昇温して、定常状態を維持できない。B図を見れば、その冷却が対流圏内部から放射される赤外線によっていることが分かる。

6. 潜熱型対流の成層構造

対流圏が潜熱型対流で満たされていると考えると,温度減率の意味が明確になる。すなわち、大気は、ごく狭い範囲の上昇域と、広い範囲の下降域に分類され、上昇域内の温度減率は湿潤断熱減率、下降域の温度減率が6.5 K/km なのである。空気塊が断熱的に下降するのであれば、空気塊の温度は気温減率が乾燥断熱減率(約10 K/km)になるように上昇するはずであるが、下降しながら放射冷却で温度が低下するために、放射冷却分だけ気温減率が小さくなっている。対流圏の広い範囲で、6.5 K/km の温度減率が観測されていることは、放射冷却と下降流の強さがグローバルにきわめて均一の性質を持つことを示唆する。

対流圏内部で発生する23の放射冷却は,具体的には,342 W/m²×0.23=78.7 W/m²である。対流圏を1000 hPa から200 hPa の大気層とすれば,1 m²当たりの質量は8000 kg 程度 $^{+6}$ であるから,単位質量当たりの冷却率は,78.7÷8000=0.0098 W/kg=0.0098 J/(s・kg)ということになる。

†6 大気圧p (Pa) は静力学平衡の状態にある。すなわち、高度z (m) の密度をp (kg/m³)、重力加速度をg (m/s²) とするとき、 $\frac{dp}{dz}$ = -pg がなりたつ。故に、p(z) = $-g\int_z^\infty pdz$ = m(z)g を得る。m(z) は高度z より上空の大気の単位面積当たりの質量(kg/m²) である。重力加速度を10 m/s²で近似すれば、100000 Pa をもたらす質量は10000 kg/m²、20000 Pa をもたらす質量は2000 kg/m²である。故に、100000 Pa と20000 Pa の間にある大気の質量は8000 kg/m²である。

乾燥断熱減率で10 km 下降すると,温度は 100° C上昇するが,実際は, 65° Cの上昇なので,その間に放射冷却で 35° C温度が低下する.それに要する時間を τ (s) とすれば,

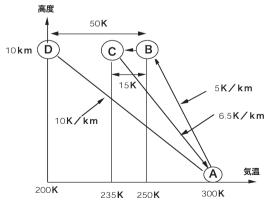
 $0.0098 J/(s \cdot kg) \times \tau(s) = 1000 (J/(K \cdot kg)) \times 35 (K)$ の関係が得られる。ここで、 $1000 J/(K \cdot kg)$ は空気の比熱である。これから、 $\tau = 3570000s = 41.3$ 日を得る。対流圏の空気は約40日かけて、上層から下層まで下降することが分かる。

なお、下降域の温度減率 $6.5 \, \mathrm{K/km}$ は、放射冷却場の中では中立な温度成層である。潜熱が解放される場での中立な温度減率を「湿潤断熱減率」と呼ぶならば、 $6.5 \, \mathrm{K/km}$ は「放射断熱減率」と呼んでしかるべきであろう。しかし、この成層が中立に振る舞うのは $10 \, \mathrm{(km)} \div 3570000 \, \mathrm{(s)} = 2.8 \, \mathrm{(mm/s)}$ ほどの下降流速に対してであって、もっと速い上下運動に対しては安定成層として振る舞う。以上の考察から、大気下層が日射で加熱されても、上昇気流は、潜熱による加熱がない限り、対流圏上層まで達することはない。

7. 対流圏の大気層が条件付き不安定になる理由

第9図は,地上にある空気塊Aが高度10 km まで上昇し,再び,地上にもどってくるまでの温度の変化を模式的に示した図である。空気塊は湿潤断熱減率で上昇する。もしも温室効果気体が存在しないと,下降域は乾燥断熱減率になる $(A \to B \to D \to A \text{ のコース})$ 。エネルギー収支を満足するには,対流圏上層で,潜熱による加熱量をすべて冷却する必要がある。

大気中に温室効果気体が含まれていると, 下降する



第9図 空気塊 A がエネルギー収支を満足しながら,対流圏を上下するときの温度変化.

ときに放射冷却が可能になるので、対流圏上層での冷却は少なくてすむ $(A \rightarrow B \rightarrow C \rightarrow A$ のコース)。 このときの下降時の気温減率は条件付き不安定になる。

もしも,放射冷却が十分であるとすると,理論上, 上昇したときに発生する熱量が下降域の放射冷却と釣 り合うこともありうる^{†7}。その場合は,下降域も湿潤 断熱減率になる。しかし,それでは上昇の原因である 浮力が発生しないから,積乱雲によって熱を対流圏上 部に運ぶことは不可能である。

その結果,必然的に下降気流の気温減率は湿潤断熱減率と乾燥断熱減率の中間になる。すなわち、対流圏の温度減率は条件付き不安定になる。下降域の気温減率は温室効果気体の量が決める。

8. おわりに

第2図下図のエネルギー収支図には雲が描かれている。エネルギー収支において、雲は重要な役割を占めているからである。

雲が対流圏のあらゆる高度で発生しているのは,下層からの水蒸気の全てが対流圏上部まで運ばれているのではないことを示している。積乱雲は消滅すれば,積乱雲の存在したすべての高度の大気に水蒸気を供給する。一方,さまざまな雲頂高度の雲は,雲頂高度以下の大気層に水蒸気を供給している。そのため,対流圏中層に前線面などの構造ができると,局所的な上昇気流**が発生して層状性の雲が発生し,場合によって降水をもたらす。降水をもたらさない雲も太陽放射の一部を反射して宇宙に送り返す。赤外線に対しては,ほとんど完全黒体として振る舞い,太陽光線の赤外部を吸収すると同時に,赤外線を放射して,大気の冷却剤として作用する。また,下向きの赤外線放射は,大気に温室効果をもたらす。

不思議なのは、雲が対流圏全層を覆わないことである。常に、地球全体の約半分は雲に覆われ、半分は晴れている。これは大気中の水蒸気量と上昇気流、下降気流の分布が実に微妙なバランスを保っていることを

意味する。なぜ、グローバルな雲量は常に一定に保たれているだろうか。直感では、気候を常に一定に保つように変動している(=ル・シャトリエの原理?)ように思えるのだが、その仕組みは謎である。

対流圏の構造には、雲と並んで、温室効果気体の存在が重要な役割を果たしている。温室効果気体の量が増加すると、対流圏の構造はどのように変化するのであろうか。エネルギー収支の視点から見ると、温室効果で気温を上昇させる効果と共に、対流圏の放射冷却量を増加させる作用が生まれる。その作用は、地球温暖化による気候の変化と無関係ではないだろう。このような面から地球温暖化の議論をすることも意味があるのではないだろうか。

謝話

本稿の初期のバージョンに対して,首都大学東京の 藤部文昭特任教授,廣田 勇京大名誉教授,編集担当 の萩野谷成徳氏から貴重なコメントをいただきました。記して感謝の意を表します。

付録1:放射対流平衡の考え方との比較

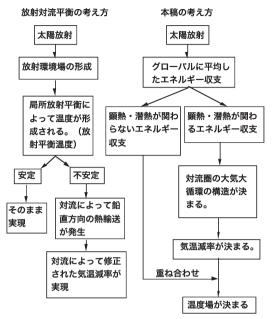
対流圏の気温は、温室効果気体が対流圏の放射環境に応答して決まるという発想がある。放射対流平衡の考え方である。不本意ながら、本稿の考え方は放射対流平衡の考え方とは両立しない。放射対流平衡の考え方が正しければ、本稿の考え方は間違っている。逆に、本稿の考え方が正しければ、放射対流平衡の考え方を地球の対流圏に当てはめることはできない。そこで、本稿の考え方と放射対流平衡の考え方との相違点を確認しておこう。なお、放射対流平衡については、Manabe and Strickler (1964)の研究や会田(1982)、岸保ほか(1982)の解説がある。

第 A1 図に気温減率が決まるプロセスを比較した。 その内容は以下のようにまとめられる。

- 1)放射対流平衡の考え方では、気温の鉛直分布は、その場の鉛直方向の放射環境(上向き赤外線フラックスと下向き赤外線フラックスの分布)によって決まると考えるが、本稿では、その場の物理量が決めるのでなくて、グローバルなエネルギー収支によって決まると考える。
- 2) 放射対流平衡の考え方では、(熱伝導のない) 静止大気に着目し、局所放射平衡によって気温を決める。本稿では、第3節以降で述べたように、大気は弱い下降気流の場なので、基本は乾燥断熱減率であ

¹⁷ 火星や金星の大気は、主成分が二酸化炭素で、放射 冷却が十分と推測される。しかし、地上付近の温度 減率は、どちらも乾燥断熱減率に近い。その理由は、 水蒸気が少なく、潜熱の発生がないからである。太 陽系の惑星の中で、水蒸気の潜熱が大気循環を駆動 する惑星は地球だけである。

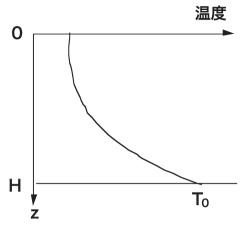
^{**} 前線に沿う上昇気流の大きさは、本稿で議論した下降気流よりも一桁大きい。



第 A1 図 放射対流平衡の考え方と本稿の考え方 の比較

ると考える。乾燥断熱減率が放射過程によって変形 するのである。

- 3) 放射対流平衡の考え方では、局所放射平衡で決まる温度(放射平衡温度)が静力学的に安定であれば、その温度が実現すると考える。もしも、静力学的に不安定であれば、対流が発生して、熱を上下方向に輸送する。その結果、放射平衡温度で決まる気温減率は修正され、観測される気温減率(6.5 K/km)になる。本稿では、局所的な熱輸送は、気温減率の決め方に関係しないと考える。気温減率は大気大循環の構造が決める。
- 4)放射対流平衡の考え方では、気温の基本構造が最初に決まり、不安定の解消として気温減率が決まる。本稿では、気温減率が最初に決まり、次のステップで気温が決まる。
- 5) 放射対流平衡の考え方では、放射対流平衡の結果、なぜ6.5 K/km になるのか説明できない。本来、静力学不安定が解消されれば、中立成層(乾燥断熱減率)に緩和されてしかるべきなのが、実際は安定成層になっている。それに対して、本稿では、6.5 K/km になるメカニズムが明確に示される。



第 A2 図 「顕熱型対流」の基本場の温度の プロファイル

付録2:「顕熱型対流」の基本場の温度構造

顕熱型対流のもっとも基本的なモデルは,第4図の 顕熱型対流の設定において,下面温度を一定値 T_0 に 保ち,上面の境界条件を断熱とした場合に生じる対流 である。対流が起こらない状態の温度場は,熱伝導と 内部冷却のバランスによって決まる。簡単のためにブ シネスク流体 t_0 を考える。

第 A2 図に示すように、高度 z の座標の原点を上面に設定し、下向きに z 座標を定める。

流体層の厚さをHとする。境界条件は、

$$z=0$$
 \mathcal{C} , $\frac{dT}{dz}=0$, $z=H$ \mathcal{C} , $T=T_0$ \mathcal{C} \mathcal{S} \mathcal{S} .

流体内部の温度は,熱伝導方程式:

$$\rho C \frac{dT}{dt} = k \frac{d^2T}{dz^2} - Q \tag{1}$$

を満足する、ここで、t は時間、 ρ は流体の密度、C は比熱、k は熱伝導率、Q は単位体積当たりの冷却率である。定常状態では、

$$k\frac{d^2T}{dz^2} - Q = 0 \rightarrow \frac{d^2T}{dz^2} = \frac{Q}{k}$$
 (2)

が成り立つ。故に、境界条件を満足する温度分布は、

$$T = \frac{Q}{2h}z^2 - \frac{Q}{2h}H^2 + T_0 \tag{3}$$

で与えられることが分かる (第A2図参照)。温度勾配は T_0 に関係なく決まることに注意。第3図でA図

¹⁹ 温度変化による密度の変化以外は非圧縮流体として 扱う仮想的な流体。

 $(T_0$ を決める過程)と B 図(温度勾配を決める過程) に分離したことに対応している。

参考文献

会田 勝,1982:大気と放射過程一大気の熱源と放射収支 を探る。東京堂出版,280pp.

浅井冨雄,1983: 大気対流の科学―大気運動の素過程を探る。東京堂出版,220pp.

岸保勘三郎,田中正之,時岡達志,1982:大気の大循環。 大気科学講座4,東京大学出版会,256pp。 Manabe, S. and R. F. Strickler, 1964: Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment. J. Atmos. Sci., 21, 361–385.

Nakajima, K. and T. Matsuno, 1988: Numerical experiments concerning the origin of cloud clusters in the tropical atmosphere. J. Meteor. Soc. Japan, 66, 309–329.

中村 尚ほか, 2013:地学基礎. 数研出版, 222pp. 正野重方, 1961: 概論気象学. 地人書館, 169pp. 田中 博ほか, 2013:地学基礎. 実教出版, 191pp.