

地球大気における放射伝達での大気構造依存性 に関する考察

岩谷 菜々子

神戸大学 理学部 惑星学科
流体地球物理学教育研究分野

2021/03/05

要旨

本論文では、ラインバイライン放射モデルを用いて、地球大気の条件で放射フラックス、放射スペクトル、加熱率を計算した。北半球夏大気の下で行った計算では、3つの波数解像度 1 cm^{-1} , 0.1 cm^{-1} , 0.01 cm^{-1} を用いて計算し、波数解像度 0.01 cm^{-1} で 0.1 Wm^{-2} 以下の精度で放射フラックスを計算できることが分かった。また、等温の成層圏を持つ大気では、中緯度夏大気の計算と比較して成層圏での冷却率が小さくなることが確認できた。 H_2O , CO_2 , O_3 それぞれのみを含む大気で計算した結果、それぞれの組成が異なる高度領域の加熱冷却に寄与し、短波放射の吸収に最も寄与しているのは H_2O であることが確認された。

目次

第1章	はじめに	1
1.1	地球大気における放射伝達	1
1.2	本論文の目的と構成	2
第2章	モデルの概要と実験設定	3
2.1	ラインバイラインモデル	3
2.1.1	支配方程式系	3
第3章	地球中緯度夏大気における実験の結果及び考察	4
3.1	波数解像度変更実験	4
3.1.1	設定	4
3.1.2	結果	4
第4章	異なる大気構造での実験の結果と考察	12
4.1	異なる温度分布での実験の結果と考察	12
4.1.1	成層圏等温大気	12
4.1.2	等温大気	14
4.1.3	気温単調増加大気	16

4.1.4	気温単調減少大気	17
4.2	異なる温室効果ガス組成での実験の結果と考察	21
第5章	結論	27
	謝辞	28
	参考文献	29

第1章 はじめに

1.1 地球大気における放射伝達

惑星の気候を定める主要な過程のひとつは放射である。平衡状態では惑星の大気上端から入射する太陽放射と、大気上端から射出される放射（惑星放射）は釣り合う。地球の場合は、太陽と地球の平均温度の違いによりそれぞれ射出する波長がほぼ完全に分離しており、太陽放射は主に可視光線、地球放射は主に赤外線から成る。そのためそれぞれは短波放射、長波放射とも呼称される。ここで r_E は地球の半径、 T_e は惑星表面温度、 A はアルベド、 F は入射太陽放射フラックス、 σ はステファン・ボルツマン定数とすると、

$$4\pi r_E^2 \sigma T_e^4 = \pi r_E^2 (1 - A) F_s \quad (1.1)$$

$$T_e = \left(\frac{(1 - A) F}{4\sigma} \right)^{1/4} \quad (1.2)$$

となる。ここで T_e は有効放射温度である。地表面温度の決定においては大気が存在が非常に強い影響を及ぼしている。ここで地球のパラメータ $A = 0.3$, $F = 1360 \text{ Wm}^{-2}$ を与え計算すると、 $T_e \sim 255 \text{ K}$ となる。これは実際の地球の温度より非常に低く、氷点下の値である。この有効放射温度と実際の温度の差異は大気の温室効果により生じる。ここで1層の大気モデルの熱収支を考える。地球の表面温度を T_s 、大気温度を T_a とすると、

$$4\pi r_E^2 \sigma T_s^4 = 4\pi r_E^2 \sigma T_a^4 + \pi r_E^2 (1 - A) F_s \quad (1.3)$$

$$4\pi r_E^2 \sigma T_s^4 = 2 \times 4\pi r_E^2 \sigma T_a^4 \quad (1.4)$$

より

$$T_a = \left(\frac{(1 - A) F}{4\sigma} \right)^{1/4} = T_e \quad (1.5)$$

$$T_s = \left(\frac{(1 - A) F}{2\sigma} \right)^{1/4} = 2^{-1/4} T_e > T_e \quad (1.6)$$

となり, 大気がある場合, 表面温度は大気が存在しない場合よりも高くなる. また地球の大気には二酸化炭素 (CO_2) やオゾン (O_3) などが存在し, それらが放射を吸収し温室効果をもたらすことで, 温暖かつ湿潤な気候が維持されている.

1.2 本論文の目的と構成

本研究では地球の放射分布を計算することを目指す. そのなかで大気の温度構造と大気中の微量成分が放射場に及ぼす影響について考察する.

本論文の構成は以下のようになっている. 2章では本研究で使用した放射モデルについて説明する. 3章では地球の中緯度夏大気について波数の解像度を変更して行った実験の結果及び考察を述べる. 4章では大気構造を変更して行った実験の結果及び考察を行う. 5章は結論である.

第2章 モデルの概要と実験設定

2.1 ラインバイラインモデル

使用するモデルは、惑星大気放射モデル (Takahashi et al., 準備中) のうちのラインバイラインモデルである。この放射モデルは様々な惑星の放射場を計算するために開発中である。ラインバイラインモデルは個々の吸収線を解像できるほどに高い波数解像度で計算するモデルで、計算コストが高い一方で非常に正確な計算が可能である。

2.1.1 支配方程式系

支配方程式系は一般化二流近似した放射伝達方程式である。本研究ではこれを Toon et al (1989) の方法で数値的に解いている。式を以下に記す。ここにおいては放射伝達方程式は Δ - エディントン近似, 半球平均近似を行っている。

$$\frac{\partial F_n^+}{\partial \tau_n} = \gamma_{1n} F_n^+ - \gamma_{2n} F_n^- - S_n^+ \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial F_n^-}{\partial \tau_n} = \gamma_{2n} F_n^+ - \gamma_{1n} F_n^- - S_n^+ \quad (2.2)$$

ここで光学的厚さとしての τ は下の式で与えた。

$$\tau = - \int_{\infty}^z \sum_{i=1}^N \sum_{l=1}^L k_{i,l} \rho_i dz - \int_{\infty}^z \sum_{j=1}^N \sigma_j \rho_j dz \quad (2.3)$$

ここで k は気体の吸収定数であり, σ は粒子の消散係数である。吸収線形はポイト型を仮定する。吸収線のパラメータは HITRAN2012 (Rothman et al., 2013) から引用する。さらにレイリー散乱を考慮する。レイリー散乱係数は CO_2 とその他の分子に対して Hanzen and Travis (1974) および Pierrehumbert (2010) の値を用いた。

第3章 地球中緯度夏大気における実験の結果及び考察

3.1 標準実験

ここではその大気構造を用いて今後の計算の基準となる解像度を決定するため、 1 cm^{-1} , 0.1 cm^{-1} , 0.01 cm^{-1} の3 募波数解像度で実験を行い、結果を比較しどれくらいの解像度での計算するのが妥当か判断した。

3.1.1 設定

実験に用いるモデルは2章で説明したモデルである。与えた大気構造は以下である。その温度構造を図3.1に、与えた大気の微量成分の組成分布は図3.2に表す。これを基に、放射フラックス、放射スペクトル、大気への加熱率などを計算した。

3.1.2 結果

0.01 cm^{-1} の解像度で計算した放射スペクトルから、大気表面、地表面での上向きフラックスを描画したものが図3.3である。計算する解像度での差異をわかりやすくするため、一部を拡大して図示した。

ラインバイラインモデルの長所である高い波数解像度が確認できる。また計算した放射フラックスのうち、上向き長波、上向き短波、下向き長波、下向き短波をそれぞれ描画したものが図3.8から図3.11である。

いずれも図よりある程度のずれが生じていることが確認できる。どれほどのずれが生じているか確認するため、それぞれの大気上端及び地表面での値を表にした

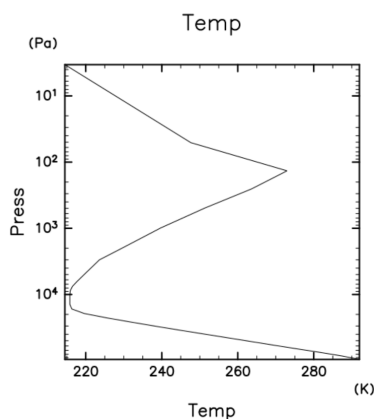


図 3.1: 地球中緯度における温度分布図. 横軸は温度, 縦軸は気圧を示す. 0 Pa から 10^4 Pa までの対流圏では高度と共に気温は低下, 10^4 Pa からの成層圏では気温は上昇し, その後中間圏では高度と共に低下する.

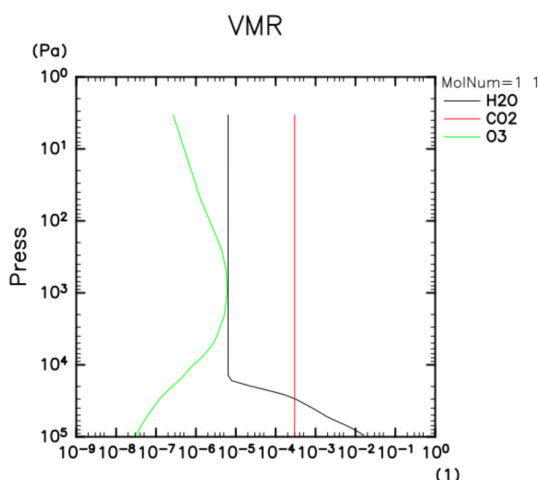


図 3.2: 地球中緯度における体積混合比. 縦軸は気圧, 横軸は体積混合比を示す. 黒い線は H_2O の混合比である. 対流圏では高度共に減少しその後は一定である. 赤い線は CO_2 の混合比であり, 高度に依らず一定である. 緑の線は O_3 の混合比であり, 成層圏のオゾン層までは増加, その後減少する.

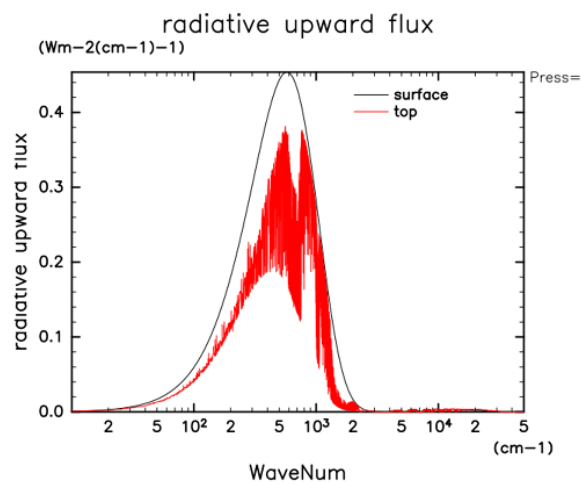


図 3.3: 0.01 cm^{-1} の解像度で計算した上向き放射スペクトル. 縦軸は気圧, 横軸は波数を示す.

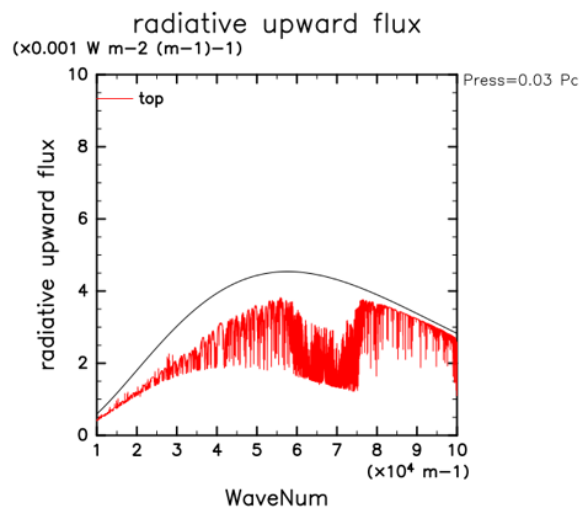


図 3.4: 0.01 cm^{-1} の解像度で計算した上向き放射スペクトルの一部を拡大した. 縦軸は放射フラックス, 横軸は波数を示す.

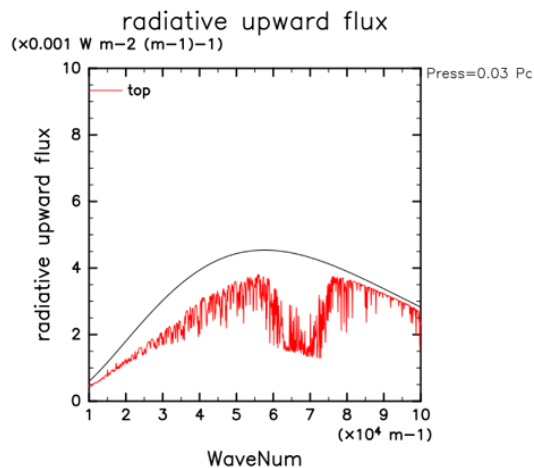


図 3.5: 0.1 cm^{-1} の解像度で計算した上向き放射スペクトルの一部を拡大した. 縦軸は放射フラックス, 横軸は波数を示す.

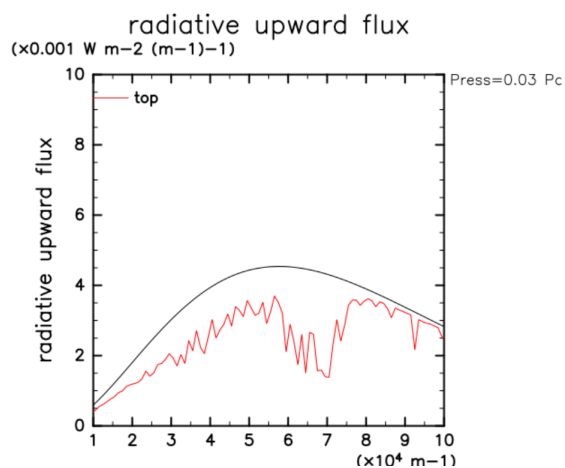


図 3.6: 1 cm^{-1} の解像度で計算した上向き放射スペクトルの一部を拡大した. 縦軸は放射フラックス, 横軸は波数を示す.

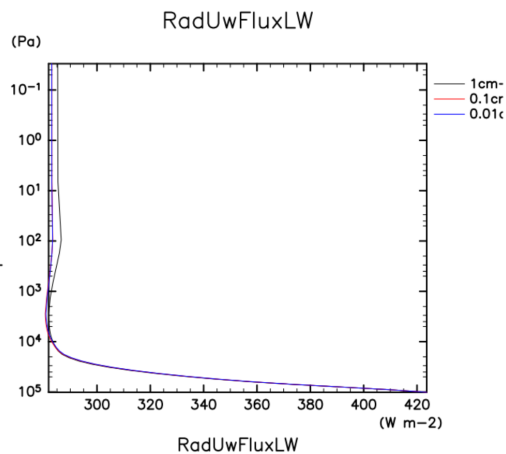


図 3.7: 上向き長波. 横軸は長波の大きさ, 縦軸は気圧を示す, 黒線が 0.1 cm^{-1} , 赤線が 0.1 cm^{-1} , 青線が 0.01 cm^{-1} を示す.

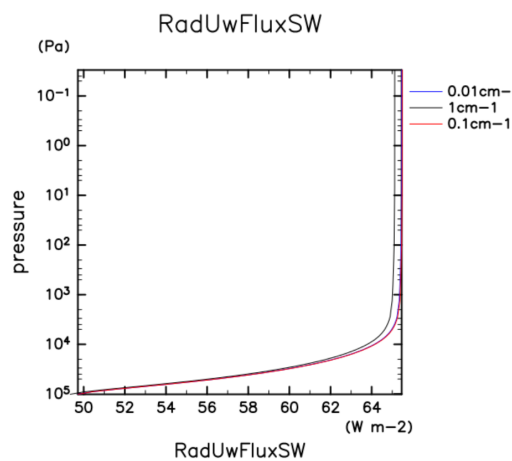


図 3.8: 上向き短波. 横軸は短波の大きさ, 縦軸は気圧を示す, 黒線が 0.1 cm^{-1} , 赤線が 0.1 cm^{-1} , 青線が 0.01 cm^{-1} を示す.

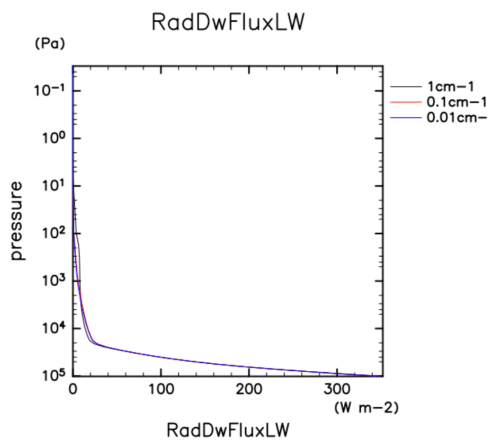


図 3.9: 下向き長波. 横軸は長波の大きさ, 縦軸は気圧を示す, 黒線が 0.1 cm^{-1} , 赤線が 0.1 cm^{-1} , 青線が 0.01 cm^{-1} を示す.

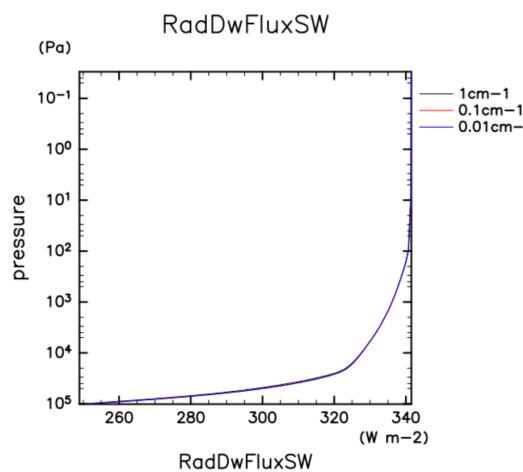


図 3.10: 下向き短波. 横軸は短波の大きさ, 縦軸は気圧を示す, 黒線が 0.1 cm^{-1} , 赤線が 0.1 cm^{-1} , 青線が 0.01 cm^{-1} を示す.

表 3.1: 北半球夏大気において異なる波数解像度の計算から得られた放射フラックス. 単位は Wm^{-2} である.

	1 cm^{-1}	0.1 cm^{-1}	0.01 cm^{-1}
上向き長波フラックス@大気上端	285.3	283.1	283.0
上向き長波フラックス@地表面	423.6	423.6	423.6
下向き短波フラックス@大気上端	65.1	65.5	65.5
下向き短波フラックス@地表面	49.3	49.7	49.7

表 3.2: 北半球夏大気において異なる波数解像度の計算から得られた放射フラックスの差. 単位は Wm^{-2} である.

	$1 \text{ cm}^{-1} - 0.1 \text{ cm}^{-1}$	$0.1 \text{ cm}^{-1} - 0.01 \text{ cm}^{-1}$
上向き長波フラックス@大気上端	2.18	0.05
上向き長波フラックス@地表面	0.0	0.0
下向き短波フラックス@大気上端	-0.37	0.03
下向き短波フラックス@地表面	-0.39	0.07

ものが表 3.1 である.

表 3.1 より, 1 cm^{-1} と 0.1 cm^{-1} , 0.01 cm^{-1} の差をとり, 表 3.2 を得た.

表 3.2 により, おおよそ 1 Wm^{-2} から 2 Wm^{-2} ほどの差が生じていることが読み取れる. 差を比較すると 0.1 cm^{-1} と 0.01 cm^{-1} の差が小さい. 0.01 cm^{-1} の解像度出の計算が 0.1 Wm^{-2} 以下の差になることがわかる.

また下の図は下向き短波の大気上端と地表面におけるスペクトルの移動平均をとったものである. この図 3.11 は太陽放射フラックスの吸収がどの波長帯で行われているかが読み取れる図になっている.

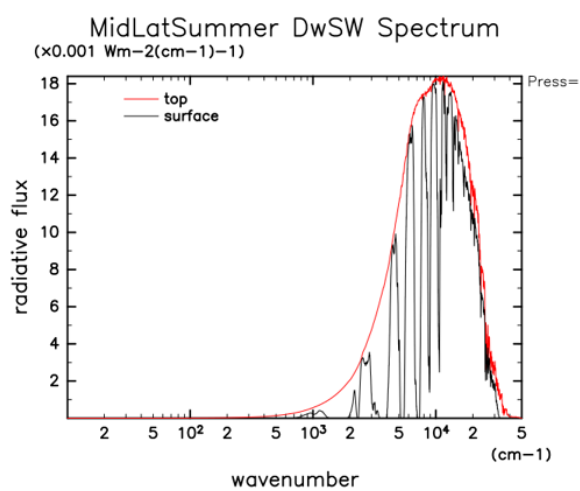


図 3.11: 下向き短波の大気上端と地表面におけるスペクトルの移動平均をとった。黒線は地表面, 赤線は大気上端におけるスペクトルである。

第4章 異なる大気構造での実験の結果と考察

この章では2種類の実験について述べる。まず初めに大気の温度構造を変化させた実験を行った。次に地球の大気において主要な温室効果をもたらす3種類の分子をそれぞれ1種類だけにした大気で行った。

4.1 異なる温度分布での実験の結果と考察

行った実験は、大気の組成などは変えず、温度分布を変更したものである。行った温度分布の変更は、等温、成層圏等温、単調減少、単調増加である。

4.1.1 成層圏等温大気

地球の中緯度夏大気では対流圏は高さに伴い温度が低くなり、成層圏では上昇する。ここでは成層圏での温度上昇をなくし、対流圏上面の 215K で大気表面まで等温となる大気を仮定した。図 4.1 で図示する。

以下がこの条件下で得られた、上向き放射スペクトル、加熱率、下向き短波のスペクトルである。図 4.1.1 は大気上端と地表面のスペクトルをそれぞれ描画したものである。成層圏が本来よりも低温になったため、大気上端の $15\ \mu\text{m}$ 付近の放射フラックスが小さくなっていることが見て取れる。図 4.1.1 は長波と短波の加熱率である。長波の加熱率は負の値になるので本質的には冷却率である。地球の中緯度夏大気での計算と比較して、短波は太陽放射フラックスであり、その値は変更していないため、違いは見られない。しかし、成層圏での温度上昇がなくなったため、長波による冷却は減少している。図 4.1.1 は下向き短波のスペクトルの移動平均を取った図である。太陽放射フラックスの吸収には成層圏を $215\ \text{K}$ に設定した影響

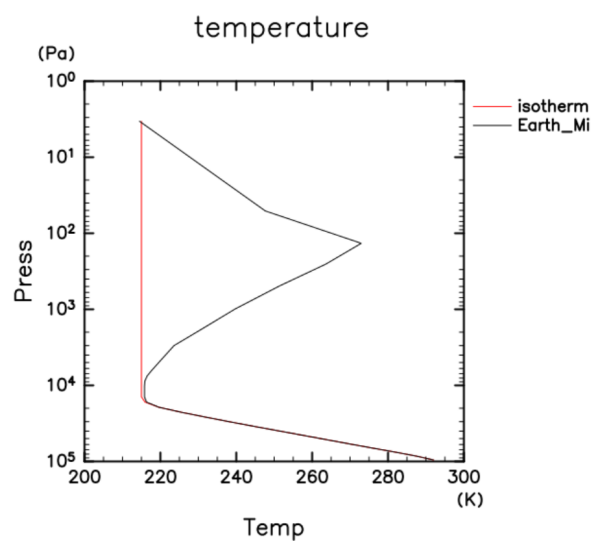


図 4.1: 縦軸は気圧, 横軸は温度を示す. 赤い線が成層圏等温大気, 薄紫色の線が地球の中緯度夏大気の温度分布を示す.

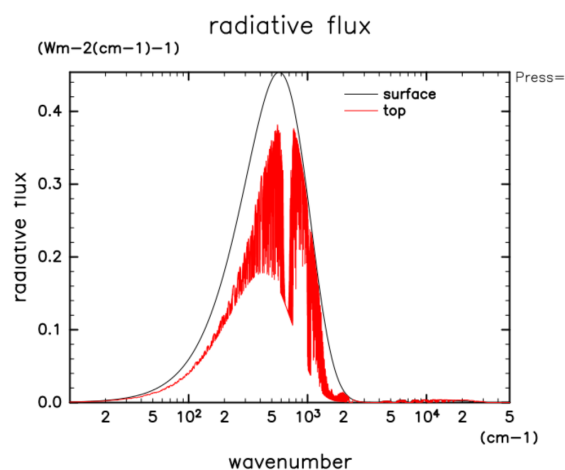


図 4.2: 縦軸は放射フラックス, 横軸は波数を示す. 赤い線が大気上端でのスペクトル, 黒い線が地表面のスペクトル (温度 294 K の黒体放射) である.

は大きくは見られない。

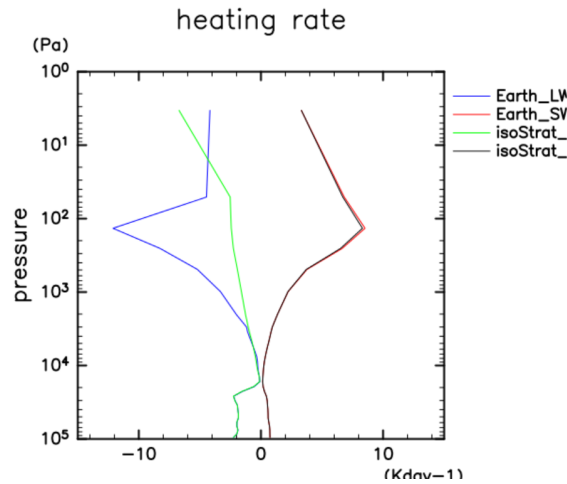


図 4.3: 縦軸は気圧, 横軸は加熱率を示す. 赤い線が成層圏等温大気の長波, 青い線が成層圏等温大気の短波, 薄桃色の線が地球の中緯度夏大気の長波, 薄紫色の線が地球の中緯度夏大気の短波による加熱率を示す.

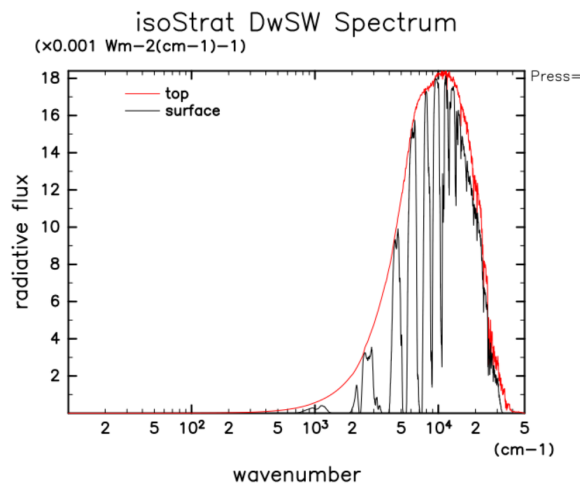


図 4.4: 下向き短波のスペクトルの移動平均を取った図. 縦軸は放射フラックス, 横軸は波数を示す. 赤い線は大気上端, 黒い線が地表面でのスペクトルである.

4.1.2 等温大気

等温大気を仮定した. 地表面温度 294 K を想定した. 温度分布を以下の図 4.3 に示す. 以下がこの条件下で得られた, 上向き放射スペクトル, 加熱率, 下向き短波のスペクトルである. 図 4.1.2 は大気上端と地表面のスペクトルである. 大気上端, 地表面共に同じ温度であるため, 同じ黒体放射のスペクトルとなるため, 同一

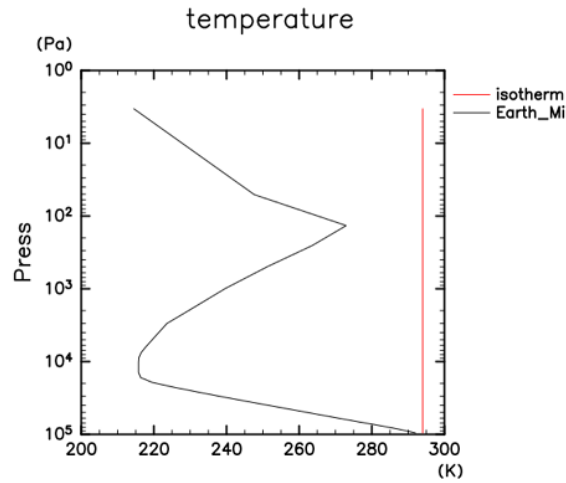


図 4.5: 縦軸は気圧, 横軸は温度を示す. 294 K の等温大気である. 黒線が地球の中緯度夏大気, 赤線が等温大気の温度分布を示す.

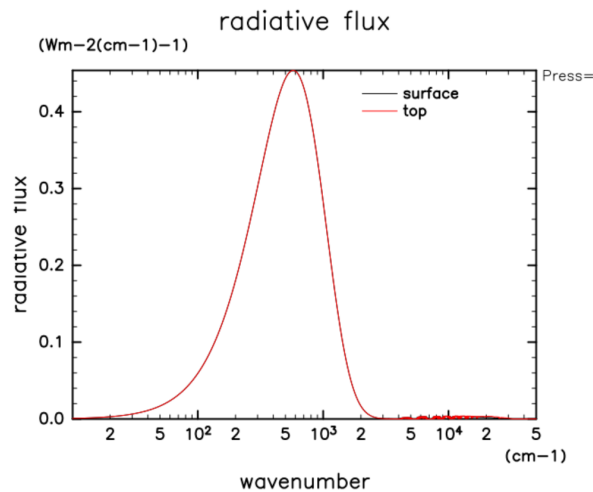


図 4.6: 縦軸は放射フラックス, 横軸は波数を示す. 赤い線が大気上端でのスペクトル, 黒い線が地表面のスペクトル (温度 294 K の黒体放射) である.

になる. 図 4.1.2 は短波, 長波の加熱率を表す. 長波の加熱率は負の値をとっているため本質的には冷却率となる. この図からは成層圏上部で大きく冷却が生じていることが読み取れる. これは上部では計算点が少なく少数の計算したポイントによる影響が大きいことと大気が希薄であるため下部よりも大きく反応していると考えられる. 図 4.1.2 は下向き短波のスペクトルの移動平均を取った図である. 等温大気に変更したことによる影響は大きくは見られない.

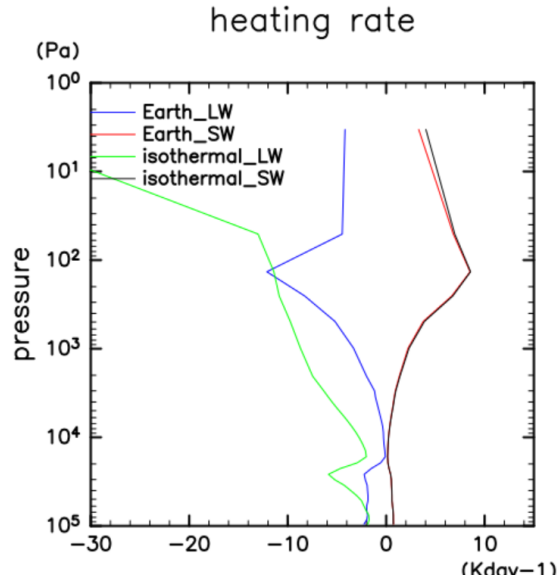


図 4.7: 縦軸は気圧, 横軸は加熱率を示す. 赤い線が等温大気の大波, 青い線が等温大気の小波, 薄桃色の線が地球の中緯度夏大気の大波, 薄紫色の線が地球の中緯度夏大気の小波による加熱率を示す.

4.1.3 気温単調増加大気

気温が地表面温度 294 K から高度に伴い上昇する大気を想定した. 温度と気圧の関係は次の式に従う.

$$T = -10 \log_{10} \frac{p}{1.013 \times 10^5} + 294 \quad (4.1)$$

温度分布を以下の図 4.5 に示す. 以下がこの条件下で得られた, 上向き放射スペクトル, 加熱率, 下向き短波のスペクトルである. 図 4.1.3 は大気上端と地表面でのスペクトルである. 放射が吸収された高度の温度が地表面より高いため, 放射フラックスは地表面よりも大きくなっている. 図 4.1.3 は短波, 長波による加熱率を表している. 長波の加熱率は負の値をとっているため本質的には冷却率であるといえる. この図では, 長波による冷却がほかの実験よりも強いことが特徴である. 放射は放射平衡になるように働くため冷却が強くなっていると考えられる. 図 4.1.3 は下向き短波スペクトルの移動平均をとったものである. 大気が高温になった影響は特にみられない.

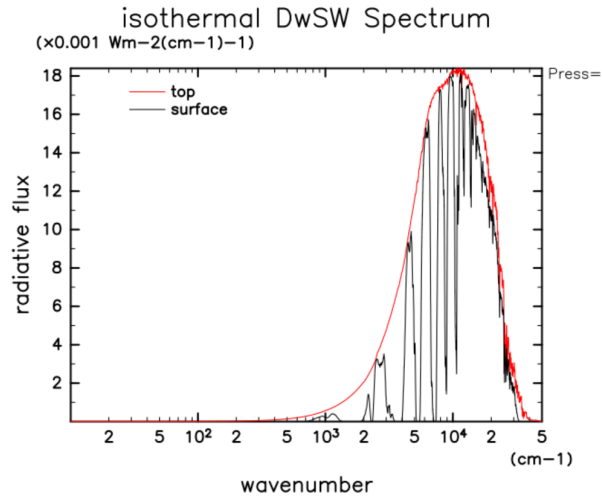


図 4.8: 下向き短波のスペクトルの移動平均を取った図. 縦軸は放射フラックス, 横軸は波数を示す. 赤い線は大気上端, 黒い線が地表面でのスペクトルである.

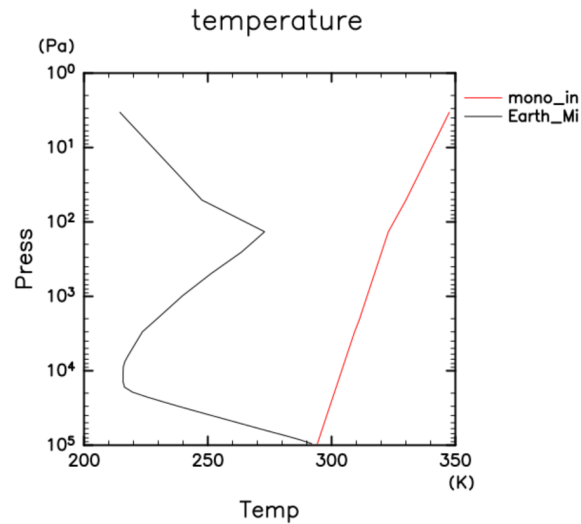


図 4.9: 縦軸は気圧, 横軸は温度を示す. 黒線が地球の中緯度夏大気, 赤線が気温単調増加大気の温度分布を示す.

4.1.4 気温単調減少大気

気温が地表面温度 294 K から高度に伴い低下する大気を想定した. 温度と気圧の関係は次の式に従う.

$$T = 10 \log_{10} \frac{p}{1.013 \times 10^5} + 294 \quad (4.2)$$

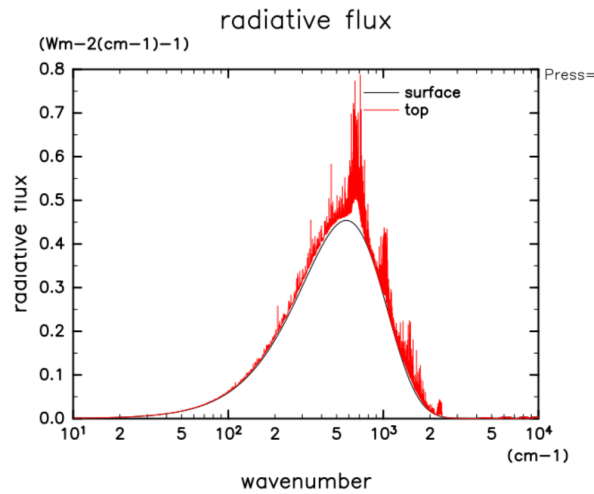


図 4.10: 縦軸は放射フラックス, 横軸は波数を示す. 赤い線が大気上端でのスペクトル, 黒い線が地表面のスペクトル (温度 294 K の黒体放射) である.

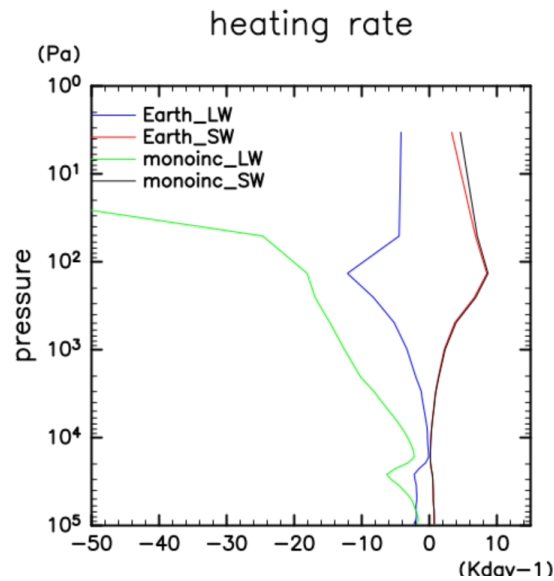


図 4.11: 縦軸は気圧, 横軸は加熱率を示す. 赤い線が等温大気の高波, 青い線が等温大気の高波, 薄桃色の線が地球の中緯度夏大気の高波, 薄紫色の線が地球の中緯度夏大気の高波による加熱率を示す.

温度分布を以下の図 4.7 に示す. 以下がこの条件下で得られた, 上向き放射スペクトル, 加熱率, 下向き高波のスペクトルである. 図 4.1.4 は大気上端と地表面におけるスペクトルである. 地球中緯度夏大気と比較して地表面でのスペクトルに似通っているように見えるが, これは放射が吸収された高度での温度があまり地表面

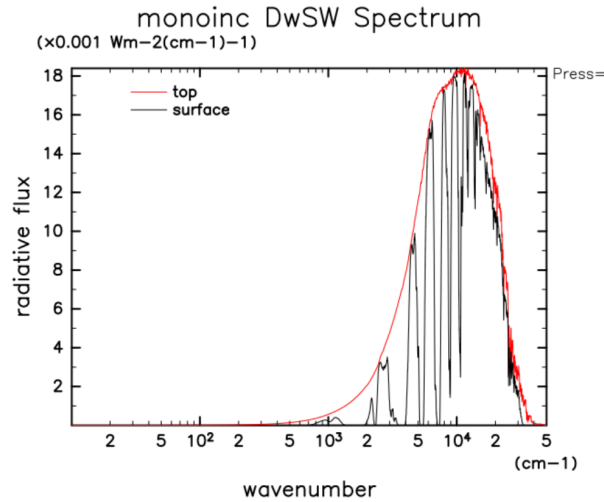


図 4.12: 下向き短波のスペクトルの移動平均を取った図. 縦軸は放射フラックス, 横軸は波数を示す. 赤い線は大気上端, 黒い線が地表面でのスペクトルである.

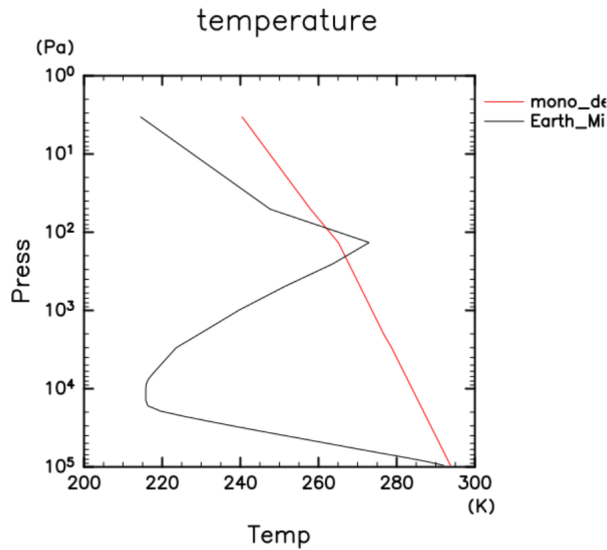


図 4.13: 縦軸は気圧, 横軸は温度を示す. 黒線が地球の中緯度夏大気, 赤線が気温単調減少大気の温度分布を示す.

温度と差がなかったと考えられるからであり, 偶然であると思われる. 図 4.1.4 は短波, 長波の加熱率を表している. 長波の加熱率は負の値であり, 本質的には冷却率であるといえる. 長波による冷却は成層圏での気温の上昇がないためほぼ一定の値をとる. 正味の加熱率はほぼ 0 になるように見えるが, これは想定した温度分布によるものによるものであり, 傾きなどを変更すれば別の加熱率になると思わ

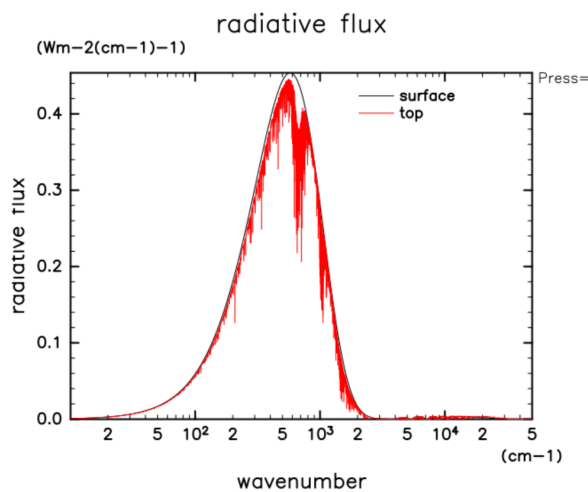


図 4.14: 縦軸は放射フラックス, 横軸は波数を示す. 赤い線が大気上端でのスペクトル, 黒い線が地表面のスペクトル (温度 294 K の黒体放射) である.

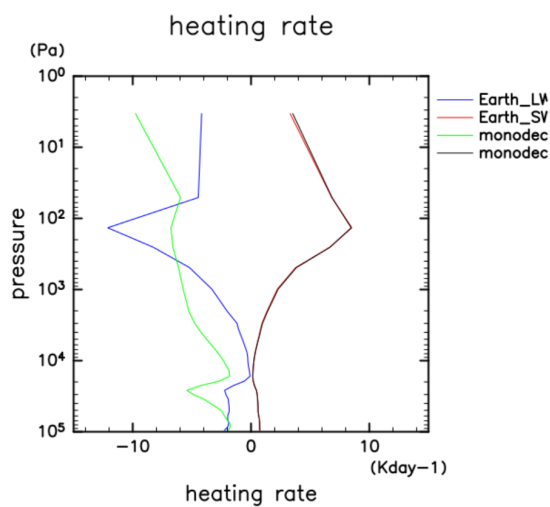


図 4.15: 縦軸は気圧, 横軸は加熱率を示す. 赤い線が等温大気の大波, 青い線が等温大気の小波, 薄桃色の線が地球の中緯度夏大気の大波, 薄紫色の線が地球の中緯度夏大気の小波による加熱率を示す.

れる. 図 4.1.4 は下向き短波のスペクトルの移動平均をとったものである. この温度構造に変更したことによる影響は特には見られない.

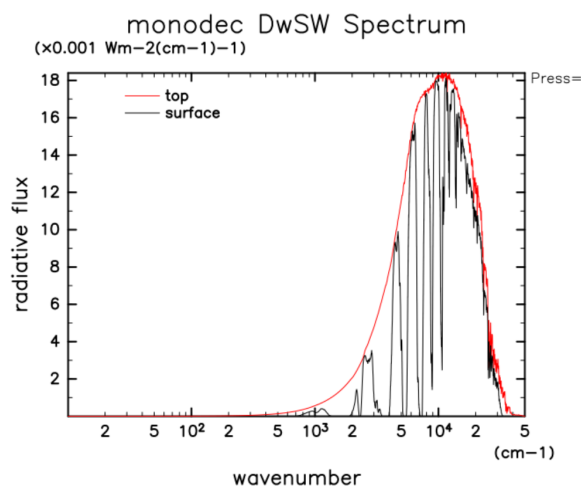


図 4.16: 下向き短波のスペクトルの移動平均を取った図. 縦軸は放射フラックス, 横軸は波数を示す. 赤い線は大気上端, 黒い線が地表面でのスペクトルである.

4.2 異なる温室効果ガス組成での実験の結果と考察

地球大気における主な温室効果ガスは H_2O , CO_2 , O_3 , である. これらをそれぞれ 1 種類のみが存在する組成にして実験を行い, 地球大気においてどのように温室効果に寄与しているか調べた.

それぞれの体積混合比を次の図 4.9 に示す. 今回行った実験ではそれぞれの分

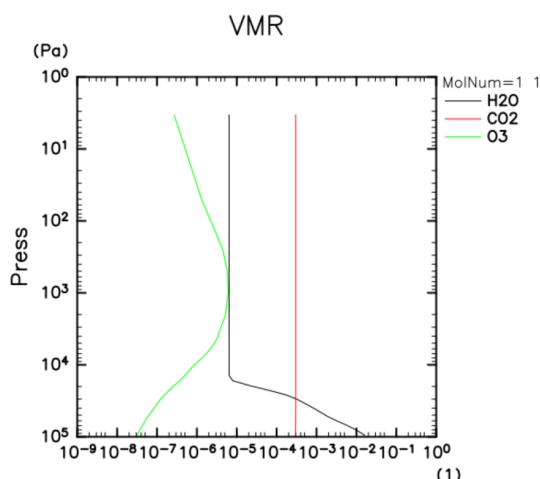


図 4.17: 縦軸は気圧, 横軸は体積混合比を示す. 黒い線は H_2O , 赤い線は CO_2 , 緑色の線は O_3 の体積混合比である.

子がどのように寄与するか調べるのが目的であるため、混合比そのものは変更せずに計算を行った。それぞれの計算で得られた上向き放射スペクトル、加熱率、下向き短波フラックスを次に示す。図 4.2, 4.2, 4.2 はそれぞれの大気での大気上端と

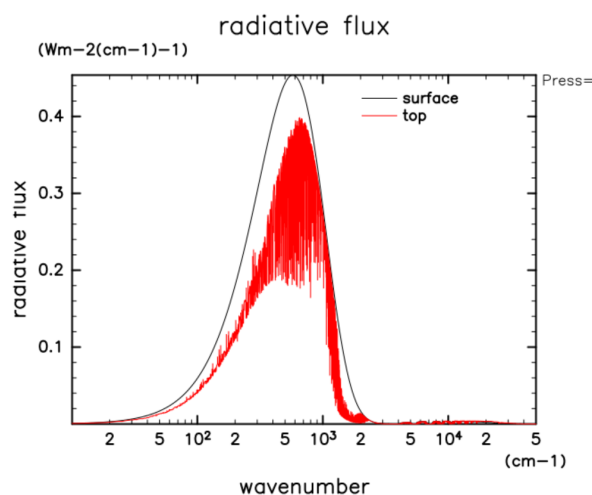


図 4.18: 縦軸は放射フラックス, 横軸は波数を示す。赤い線が大気上端でのスペクトル, 黒い線が地表面のスペクトル (温度 294 K の黒体放射) である。

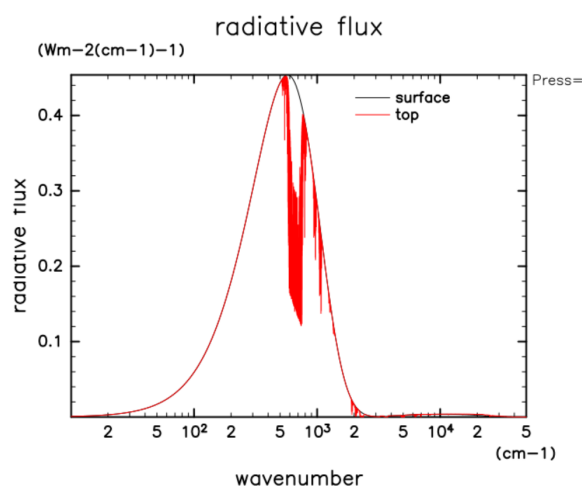


図 4.19: 縦軸は放射フラックス, 横軸は波数を示す。赤い線が大気上端でのスペクトル, 黒い線が地表面のスペクトル (温度 294 K の黒体放射) である。

地表面における上向き放射スペクトルである。図 4.2 からは H_2O の吸収が 0 から 10^3 cm^{-1} にかけて見られることが読み取れる。図 4.2 からは CO_2 の吸収が 5×10^2 から 10^3 cm^{-1} にかけて見られることが読み取れる。図 4.2 からは O_3

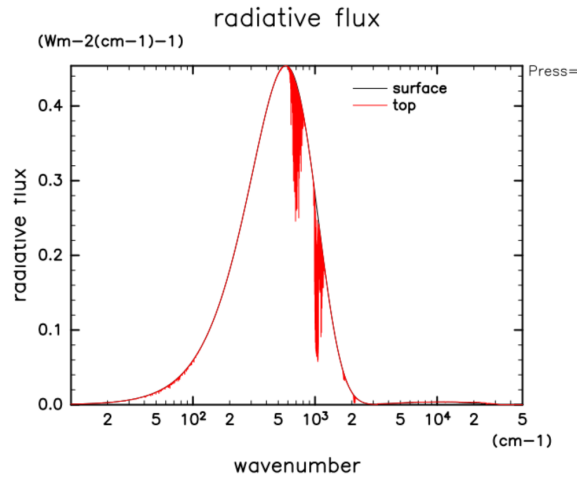


図 4.20: 縦軸は放射フラックス, 横軸は波数を示す. 赤い線が大気上端でのスペクトル, 黒い線が地表面のスペクトル (温度 294 K の黒体放射) である.

の吸収が $8 \times 10^2 \text{ cm}^{-1}$ 付近, 10^3 cm^{-1} 付近で見られることが読み取れる. H_2O は

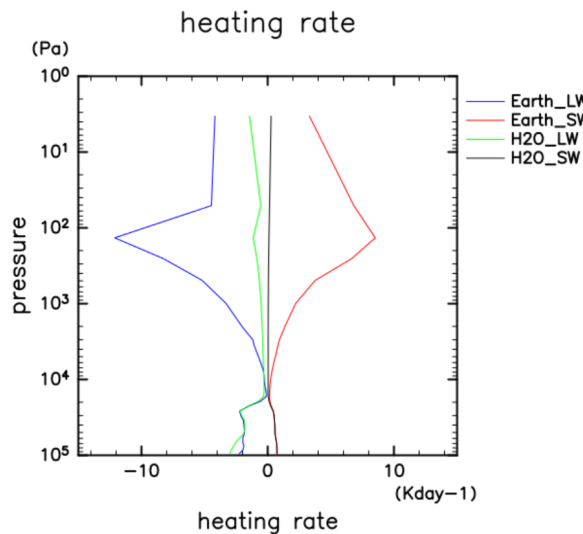


図 4.21: 縦軸は気圧, 横軸は加熱率を示す. 緑の線が想定した H_2O 大気の大長波, 青の線が想定した H_2O 大気の大短波, 黒の線が地球の中緯度夏大気の大長波, 赤色の線が地球の中緯度夏大気の大短波による加熱率を示す.

成層圏などではあまり寄与がないが, 対流圏では長波による冷却に大きく影響を及ぼしている. これは対流圏での混合比が大きいからであると考えられる. CO_2 は H_2O と違い, 長波の冷却は対流圏よりも成層圏で強く寄与していることが読み取

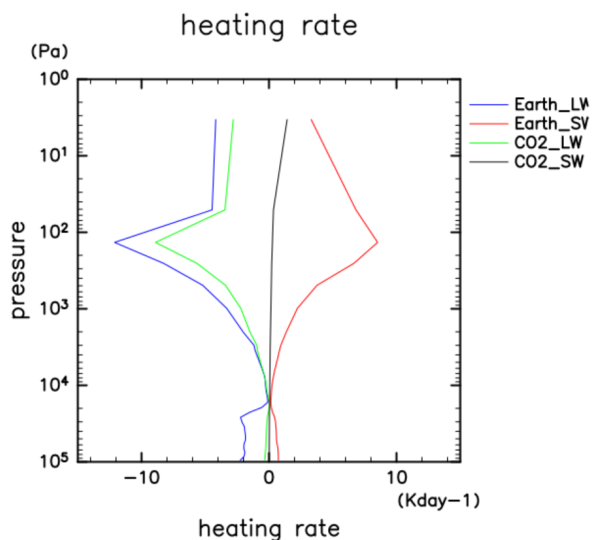


図 4.22: 縦軸は気圧, 横軸は加熱率を示す. 緑の線が想定した CO_2 大気の大気長波, 青い線が想定した CO_2 大気の大気短波, 黒の線が地球の中緯度夏大気の大気長波, 赤の線が地球の中緯度夏大気の大気短波による加熱率を示す.

れる. ほかの 2 種類とちがい, 長波の影響はさほど大きくないが, 短波がほぼ中緯度夏大気での計算結果に沿う. これはつまり地球大気への加熱には O_3 が最も寄与していることを示す. 図 4.2, 4.2, 4.2 はそれぞれの大気での大気上端と地表面における下向き短波の放射スペクトルの移動平均をとったものである. 地球中緯度夏大気での下向き短波スペクトルの移動平均をとったもの (図 3.11) と比較して, もっとも形に近いものは図 4.2 であり, 太陽放射の吸収には H_2O が最も寄与していることが読み取れる.

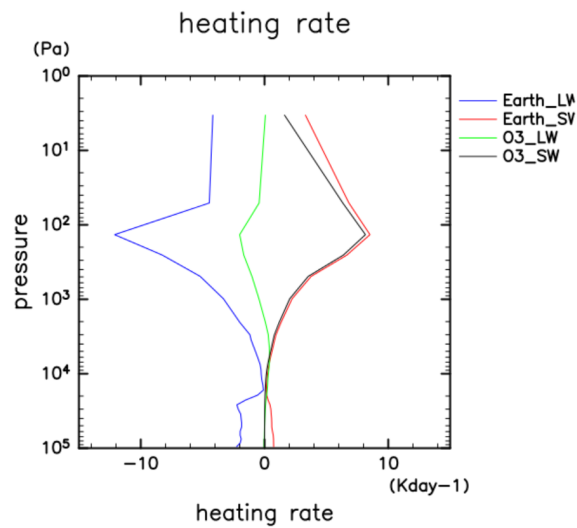


図 4.23: 縦軸は気圧, 横軸は加熱率を示す. 緑の線が想定した O_3 大気の大波, 青い線が想定した O_3 大気の小波, 黒の線が地球の中緯度夏大気の大波, 赤の線が地球の中緯度夏大気の小波による加熱率を示す.

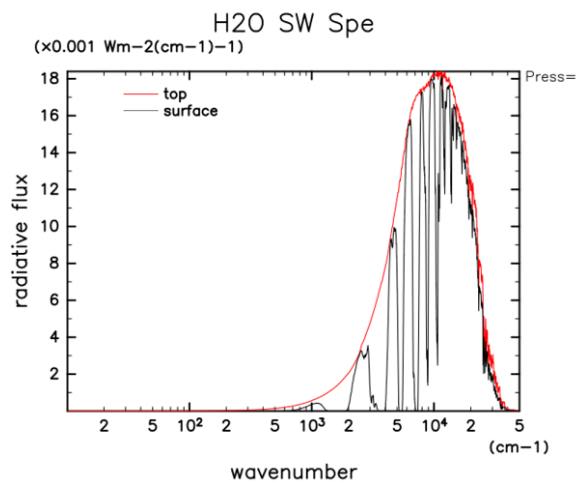


図 4.24: H_2O 大気での下向き短波のスペクトルの移動平均を取った図. 縦軸は放射フラックス, 横軸は波数を示す. 赤い線は大気上端, 黒い線が地表面でのスペクトルである.

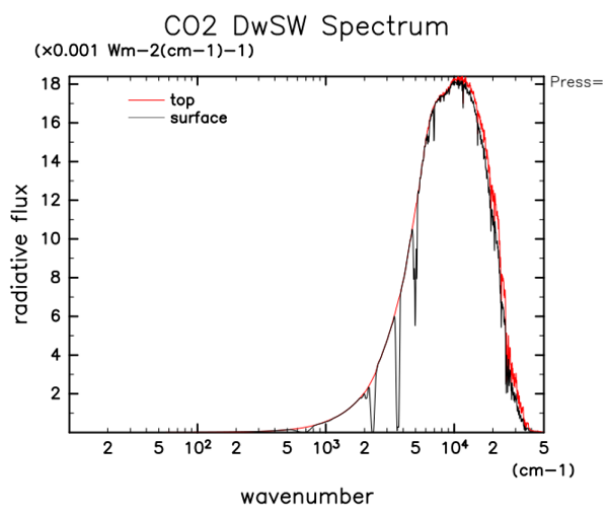


図 4.25: CO_2 大気での下向き短波のスペクトルの移動平均を取った図. 縦軸は放射フラックス, 横軸は波数を示す. 赤い線は大気上端, 黒い線が地表面でのスペクトルである.

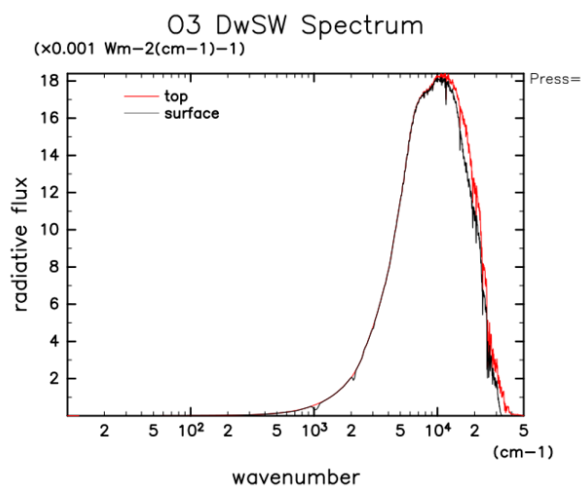


図 4.26: O_3 大気での下向き短波のスペクトルの移動平均を取った図. 縦軸は放射フラックス, 横軸は波数を示す. 赤い線は大気上端, 黒い線が地表面でのスペクトルである.

第5章 結論

惑星の気候を決める重要な過程である放射の計算を、地球大気の状態において行った。用いた放射モデルはラインバイラインモデルである。このモデルでは一般化された二流近似の放射伝達方程式を数値的に解き、放射フラックス、放射スペクトル、加熱率を計算する。北半球夏大気の状態で行った計算では、3つの波数解像度 1 cm^{-1} , 0.1 cm^{-1} , 0.01 cm^{-1} を用いて放射フラックスやスペクトルを比較した。その結果、波数解像度 0.01 cm^{-1} で 0.1 Wm^{-2} 以下の精度で放射フラックスを計算できることが分かった。このモデルを用いて2種類の実験を行った。大気構造を変更する実験として、温度を成層圏等温、等温、単調増加、単調減少の4種類で行った。計算の結果、加熱率に注目した場合、放射平衡に近づくように長波による冷却率に変化が見られた。上向き放射のスペクトルに注目した場合、放射が吸収された高度の温度による変化が見られた。下向きの短波放射のスペクトルでは大きな違いは見られなかった。微量成分分子の分布を変更する実験として、 H_2O , CO_2 , O_3 それぞれのみを含む大気で計算した結果、主に、 H_2O は対流圏での冷却、 CO_2 は成層圏での冷却、 O_3 は成層圏での加熱に寄与していることが確認できた。上向き放射のスペクトルに注目した場合、それぞれの組成における吸収スペクトルが確認された。下向き短波放射のスペクトルに注目した場合、 H_2O 大気で北半球中緯度夏大気とよく似た形が確認された。短波の吸収には H_2O が最も寄与していると考えられる。

謝辞

本研究を行うにあたって、林 祥介教授には基礎理論講義などを通し多くのご指導いただきました。高橋 芳幸准教授には放射伝達計算をはじめ多くの助言をいただきました。檜村 博基講師にはセミナーなどを通じて多くのご指導をいただきました。

ご協力、ご指導いただきました皆様に御礼申し上げます。

作図には地球流体電脳 Ruby プロジェクトの GPhys^{*1} を使用させていただきました。ここに記して謝意を表します。

^{*1}<http://ruby.gfd-dennou.org/products/gphys/tutorial.old/>

参考文献

- [1] Toon et al.,1989: Rapid Calculation of Radiative Heating Rates and Photodissociation Rates in Inhomogeneous Multiple Scattering Atmospheres
- [2] J,Houghton, 2002: The physics of atmospheres 3rd edition: Cambridge Univ. Press. 北海道大学 Houghton ゼミ訳
- [3] Ellingson, R. G., J. Ellis, and S. Fels 1991:The intercomparison of radiation codes used in climate models: Long wave results, J. Geophys. Res., 96, 8929.
- [4] Hansen, J. E., and L. D. Travis, (1974) Light scattering in planetary atmospheres, Space Sci. Rev., 16, 527-610.
- [5] Pierrehumbert, R. T., (2010) Principles of Planetary Climate, Cambridge University Press.