

## 祝 ノーベル物理学賞受賞！ 真鍋淑郎氏の論文 和訳（仮訳） （小西一也）

"Thermal Equilibrium of the Atmosphere with a Given Distribution of Relative Humidity"

SYUKURO MANABE AND RICHARD T. WETHERALD

Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, ESSA, Washington, D. C.

(Manuscript received 2 November 1966)

『相対湿度の分布が一定の大気の熱平衡』  
真鍋淑郎とリチャード・T・ウェトヘラルド  
地球物理流体力学研究所、ESSA、ワシントンD.C  
(1966年11月2日受理)

(原論文 URL)

<https://climate-dynamics.org/wp-content/uploads/2016/06/manabe67.pdf>

### 解説

今年、温暖化問題については大きな動きがいくつもありました。

豪雨災害、森林火災、干ばつ、海面上昇、氷床・氷河の減少など、世界中の気候変動の影響とされる現象が大きく取り上げられるようになりました。

国際政治では、2020年アメリカ大統領選挙を制したバイデン大統領が40の国・地域の首脳らに参加を呼びかけた「気候変動サミット」(5月)から始まり、IPCC(気候変動に関する政府間パネル)第6次評価報告書(AR6)第一作業部会報告書の発表(8月)、COP26(国連気候変動枠組条約第26回締約国会議)(京都議定書第16回締約国会合(CMP16)、パリ協定第3回締約国会合(CMA3)も開催)(11月、イギリス・グラスゴー)まで、温暖化対策の国際的な枠組みがおよそ固まりました(賛否両論あり、議論は今後も続くようですが)。

これらは、基本的には前年から予定されていたものではありませんでしたが、特に、第6次評価報告書において、人間の影響が大気、海洋及び陸域を温暖化させてきたことには「疑う余地がない」ことが明記された(前回は95%以上)ことは、私にとっては予想外でした。

そして、真鍋氏のノーベル物理学賞受賞は、おそらく、温暖化の科学に関心を持つ人達(それは、いわゆる温暖化懐疑論・否定論者の方々を含む)にとって大きな衝撃でした。ノーベル物理学賞は、これまでは基本的に「原子物理学」の研究を対象にしていました。真鍋氏の研究は「地球物理学」にあたるので、物理学賞の受賞は妥当だと思いますが、気象学分野が受賞対象になったとして違和感を持たれた人も多かったようです。

真鍋氏の名前は、気象学の専門書などによく記載されています。また、アメリカ物理学協会のホームページにある温暖化研究の歴史をごく簡単にまとめたページ Spencer R. Weart 『The Discovery of Global Warming』(和訳: スペンサー・R・ワート 『地球温暖化の発見』、<https://history.aip.org/climate/index.htm>)には、真鍋氏の研究が多くの研究者に「温暖化が起こるという確信を与えた」と書かれています。

真鍋氏は、研究のためにアメリカに渡って多くの時間を過ごしたので、日本では、その業績に見合うほどの知名度があったわけではありませんでした。

一時期、日本の「地球シミュレータ」による温暖化予測に関わるために日本に戻って来られましたが、肌が合わなかったのか、アメリカに「帰国」してしまいました。日本の研究文化や縦割り行政の問題が背景にあったとする憶測があります。

今回の和訳は、あくまで真鍋氏の論文のイメージを広く知ってもらうことを願って作成したものです。この分野の研究者でもなく、翻訳の専門家でもない人間が訳したので、正確な訳とは言えないと思います。正確な訳が必要な場合は、別の手段で翻訳を取得するなどしてください。

図(Fig)や表(Table)については、最後に訳を載せたので、そちらを参考にいただければと思います。

論文の名前だけでは何を扱っているかがわかりにくいと思いますが、大気や地球表面の温度について理解する際に、大気を「気層」と呼ばれる何枚かのガラス板のようなものと仮定して、宇宙空間からの太陽放射、大気（＝何枚かの気層）、地球表面のそれぞれが、自らの持つ温度に対応した放射の受け渡しを行い、そのバランス（放射平衡）が保たれた状態のモデル（気層モデル）を考えます。

このために、物体が、その温度によって可視光線や赤外線などの電磁波を放射する量に関する「ステファン・ボルツマンの（4乗）法則」と呼ばれる以下の物理的な公式を用います。（放射エネルギー： $E$  (W/m<sup>2</sup>)、物体の絶対温度： $T$  (K)、比例定数（ボルツマン定数）： $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ ）。

$$E = \sigma T^4$$

今回の和訳に先立って私が作成した小論『基礎から論考する地球温暖化 第1章 第3節 地球のエネルギー収支』（<https://globalwarmingronko.wordpress.com/13-energybudget/>）で書きましたが、大気を、透過のない1枚の気層とするモデルで計算をすれば、現状の地上気温を最低限は説明できます（実際の平均地上気温は15°Cですが、このモデルでは30°C程度になります）。

しかし、温暖化の科学における重要な研究課題である、二酸化炭素の増加などが起こった場合の地球表面温度を推定するには、これではあまりに単純すぎるので、実際には、透過のある何枚かの気層を考えます。

さらに放射平衡状態の変化に応じて、大気の上層から下層への温度や気圧の分布などを調整するために大気の大気対流が発生する（対流調整）ので、それによって「放射対流平衡」の状態に達すると考えます。

この際、特に問題になるのが、水蒸気の分布です。水蒸気は二酸化炭素以上に影響力のある温室効果ガスであり、その分布がどのようになるかは、「放射対流平衡」のシミュレーションの結果に大きく作用します。

当時は、二酸化炭素の大気中の割合が変化するなどして、「放射対流平衡」の状態が変化するとき、水蒸気の分布がどのように変化するのがはっきりしていませんでした。

（その点、二酸化炭素の大気中の割合は、大気中のどこでもおよそ同じになると考えられています。）

中学の理科では「大気中の単位体積あたりの水蒸気量」（真鍋論文では「絶対湿度（absolute humidity）と呼んでいる）と、大気中に存在可能な水蒸気の最大量である「飽和水蒸気量」との割合で「相対湿度（relative humidity）」（私たちが一般に「湿度」（%）と呼んでいるものと同じ）を勉強します。

大気温度が上昇すれば飽和水蒸気量は増加することが知られており、相対湿度が維持されるとすると、大気中の水蒸気量は増加することになります。例えば、相対湿度50%が維持されるとすると、15°C（飽和水蒸気量12.8g/m<sup>3</sup>）で絶対湿度は6.4g/m<sup>3</sup>、3度上昇すると18°C（飽和水蒸気量15.4g/m<sup>3</sup>）で絶対湿度

7.7g となり、3°Cの上昇で 1.1g/m<sup>3</sup>増加する計算になり、この分の水蒸気が大気の温室効果を強めることとなります。

真鍋氏は、共同研究者とともに、条件設定やシミュレーションの手法を変えながら、いくつかの論文を発表しています。

フリッツ・メラー氏と作成した 1961 年の論文『大気の放射平衡と熱バランスについて』では、大気中の「相対湿度」の分布が一定であると仮定してシミュレーションを行ったところ、気温が極端に大きく上昇する結果が出ました。

また、R.F. ストリッカー氏とともに作成した 1964 年の論文『対流調整と大気の熱平衡について』で、大気中の「絶対湿度」の分布が一定であると仮定としてシミュレーションを行いました。

今回、真鍋氏のノーベル物理学賞の受賞理由であり、私が和訳した真鍋氏とリチャード・T・ウェトヘラルド氏の研究論文『相対湿度の分布が一定の大気の熱平衡』は、相対湿度一定を前提として、メラー氏と行った方法を変えて、再度シミュレーションを行った結果について論じたものです。

120 年前に温暖化を予測したスヴァンテ・アレニウスは、自己の予測に「相対湿度一定」を仮定しており（おそらく、当時の気象学の知見を活用したと思われる）、それを前提に、二酸化炭素を 2 倍にすると、気温は 4°C 上昇すると予測しました。

真鍋氏は、当時よりはるかに大気の状態が理解されている状態で、コンピューターシミュレーションによって、アレニウスの検証を行ったこととなります。

論文の中を簡単に見ていただければわかりますが、真鍋氏は、二酸化炭素の大気中の割合についてだけ議論したわけではなく、太陽放射、水蒸気の成層圏への追加（飛行機雲などの影響）、オゾン分布、表面アルベド（反射率）、雲の変化（雲の種類別の雲量、高度、放射への影響の評価）などを幅広く検討しています。

真鍋氏の論文で、現在の温暖化問題に関係するのは、p. 249 の 3 節「c. 二酸化炭素」の議論で、現状の二酸化炭素濃度 300ppm から 150ppm(半分)、600ppm(2 倍)に変化したときの大気温度分布を示したのが、右にある p. 250 「Fig(図) 16. 様々な CO<sub>2</sub> 量に対する放射対流平衡における温度の鉛直分布」になります。

グラフが重なっているのがわかりにくいですが、二酸化炭素倍増によって、高度 (ALTITUDE) が 0km の地球表面温度 (SURFACE TEMPERATURE) が 2~3°C 上昇していることがわかります。

グラフを見ると、高度 0km から 10km ほどまで（「対流圏」と呼ばれる）は、高度 (ALTITUDE) が高いほど温度 (TEMPERATURE、273K(ケルビン)が摂氏 0 度) が低いことがわかりますが、それより上空の成層圏 (10km~50km) では高度が高いほど、温度が高くなっています。成層圏にはオゾン層と呼ばれる層があり、紫外線と酸素、オゾンの光化学反応によって熱が発生しているためです。

（大気圧 (PRESSURE) については、上空に行くにしたがって単調に減少しており、成層圏では対流圏に比べてか

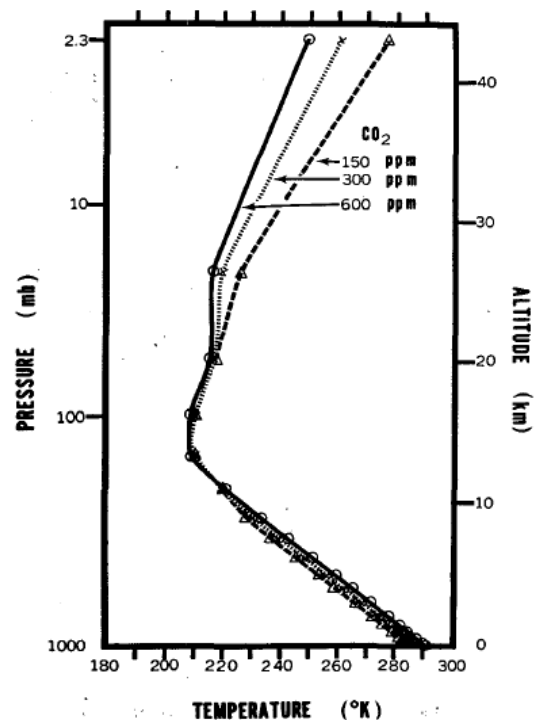


Fig. 16. Vertical distributions of temperature in radiative convective equilibrium for various values of CO<sub>2</sub> content.

なり大気圧が低くなります。)

真鍋氏の論文によれば、二酸化炭素濃度が現在の値 300ppm から 600ppm (2 倍) とした場合の地上気温 (正確には地球表面温度) の変化 (一般に「気候感度」と呼ばれる) について、自分の行った相対湿度を一定としたシミュレーションが、絶対湿度を一定としたものよりも、約 2 倍の、およそ 2.3℃の上昇になること、対流圏の温度が上昇する一方、成層圏の温度が大幅に低下すること、しかし、メラーとともに行った先行研究 (相対湿度一定) のような、極端に大きな気温変化は起きないと予想しています。

現在、これらすべての現象が観測されており、真鍋氏の研究は実証されていて、温暖化の数値シミュレーションの基礎を築いたと評価されています。

きわめて大雑把な理解として、温室効果ガスは大気よりも地球表面の温度を高くする効果がありますが、二酸化炭素の増加によって、地球地表が温度上昇することで上向きの放射 (ほとんどが赤外線) が増え、対流圏の大気はそれを吸収するために温度が上昇するが、それより上の成層圏では受ける放射量が減少するため温度低下することになります。

よく、現在おこっている温暖化は太陽活動が原因だ、と主張する人がいます。

しかし、真鍋氏の論文によれば、太陽放射が変化した場合には、対流圏も成層圏もともに大気温度が上昇するとしていて、現実には起こっている成層圏の温度低下を説明することができません。

また、1960 年あたりから現在に至るまで太陽活動は停滞気味の状態が続き、現在は太陽活動がさらに低下していますが、それに対して気温は急激に上昇しています。

そもそも太陽活動は 0.1% 程度しか変動せず、それによる気温の変化は大きくても 0.2~0.3℃程度と考えられています。一方、二酸化炭素の増加は、それよりもはるかに大きな気温の上昇をもたらすと考えられています。

真鍋氏が研究を行っていた当時、成層圏を飛ぶ超音速旅客機が排出する水蒸気が、温暖化を引き起こす可能性があることが議論されていました (対流圏に放出した水蒸気は、量も少なく、水蒸気の変化は海洋との受け渡しで変化すると考えられているので問題にはならない) が、真鍋氏のシミュレーションによれば、成層圏の水蒸気増加は地上気温の上昇をもたらすが、対流圏と成層圏の大気の交換によって、水蒸気は成層圏から除去される可能性があるため、大きな影響はないのではないかと推定しています。

#### (4 節 b 項)

現在では、主に高い高度を飛ぶ旅客機などが成層圏中に排出する水蒸気が温暖化にもたらす影響はそれなりにあるとされています。

真鍋氏の論文によると、気層を 9 層と 18 層の両方でシミュレーションを行ったが、両者の結論にほとんど差がなかったとしています。

このことは、現代ほど複雑ではなくとも、適切な手法でシミュレーションを行えば、信頼度の高い結果を得ることができることを示しています。(付録 3)

## 相対湿度の分布が一定の大気の熱平衡

真鍋淑郎とリチャード・T・ウェットヘラルド

地球物理流体力学研究所、ESSA、ワシントン D.C

(1966年11月2日受理)

### 要約

相対湿度が一定の大気の放射対流平衡は、初期値問題の漸近状態として計算されます。

その結果、相対湿度分布を持つ大気は、絶対湿度分布を持つ大気よりも、放射対流平衡の状態に達するまでにほぼ2倍の時間がかかることが示されました。

また、前者の平衡地球表面温度は、太陽定数、大気中の  $\text{CO}_2$ 、 $\text{O}_3$  の量、雲量などの様々な要因の変化に対して感度がほぼ2倍であり、後者のそれよりも、大気温度変化に対する大気中の水蒸気量の調整に起因します。我々の推計によると、大気中の  $\text{CO}_2$  量が2倍になると、大気温度(相対湿度が固定されている)を約  $2^\circ\text{C}$  上昇させる効果があります。我々のモデルでは、メラーによって導かれたものほど、大気中の  $\text{CO}_2$  量の変化に対する大気温度の極端な感度にはなりませんでした。

### 1. 導入

この研究は、大気科学ジャーナルに掲載された対流調整を用いた大気の熱平衡に関する前の研究の継続です(マナベとストリックラー、1964)。これから、私たちは、M.S. (註: 「M.S」はマナベとストリックラーの前の論文を指す)によるこの研究を見極めていこうと思います。平衡温度の計算に対しては、絶対湿度の鉛直分布を定めて、大気温度への依存性については考慮しませんでした。しかし、実際の大気の絶対湿度は温度に強く依存します。Fig(図)1は、相対湿度の分布を夏と冬における緯度と高さの関数として示しています。この図によると、2つの季節の相対湿度の平均分布は互によく似ていますが、一方、絶対湿度の分布は似ていません。これらのデータは、十分な時間を与えられた場合、大気は温度の変化に応じて相対湿度が一定の気候分布を回復する傾向があることを示唆しています。大気中の水分量が、大気温度に依存する場合、長波放射源の有効な高度は大気温度にも依存することになります。相対湿度の鉛直分布を考えると、大気温度が暖かいほど、有効な放射発生源が高くなります。したがって、長波放射の依存性は、ステファ

ン・ボルツマンの4乗法則から予想されるよりも少なくなります。したがって、相対湿度が固定された大気の平衡温度は、放射対流平衡の条件を満たそうとして、絶対湿度が固定されている場合よりも、太陽定数または  $\text{CO}_2$  および  $\text{O}_3$  などの吸収気体に依存することになります。今

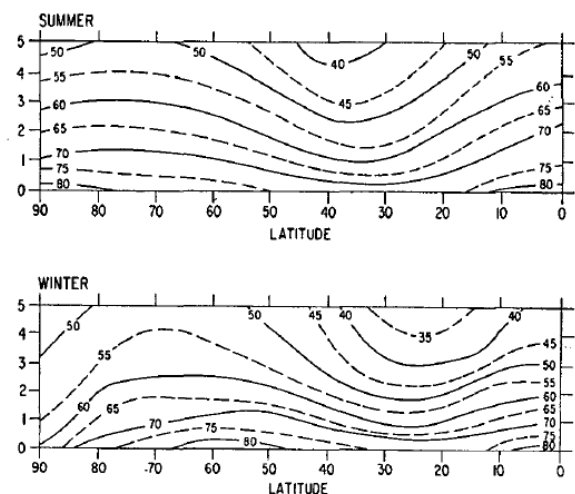


FIG. 1. Latitude-height distribution of relative humidity for both summer and winter (Telegadas and London, 1954).

回は、M.S.で行われた絶対湿度分布を持つ大気を、相対湿度分布を持つ大気に置き換えて、放射対流平衡の計算を再び行います。

M.S.で述べたように、そしてマナベとメラー(1961)の研究では、放射対流平衡の研究の主な目的は、放射伝達を一般的な大気循環モデルへの組み込むことです。M.S.、マナベなど(1965)によって開発された放射伝達の計算方式を採用したことで、水循環を伴う大気の一般的な循環の数値積分を成功させました。継続的な自由度の大幅な増加を避けるため、モデル大気の水循環の結果として現れる水蒸気の分布は、放射伝達の計算には使用しませんでした。その代わりに、気候の絶対湿度の分布を用いました。次のステップは、放射伝達と水循環を完全に結合したモデルの数値積分です。このプロジェクトを実施するにあたって、相対湿度を固定した場合の大気の放射対流平衡の一連の計算を行うことにより、次の質問に答える事が求められます。

- 1) 大気が時間によって変わらない現実の相対湿度分布を維持する場合、熱平衡状態に達するまでにどのくらいの時間がかかるか?
- 2) 太陽定数、雲量、表面アルベド、吸収気体の分布、現実の相対湿度の分布を伴う大気の平衡温度に及ぼすさまざまな要因がおよぼす影響はどのようなものか?
- 3) これらの現実的な要因に対応した実際の地球表面の平衡温度は、何度か?

上記の一般循環の基本モデルの統合を成功させるためにこの情報が不可欠であることは間違いありません。

最近、メラー(1963)は、大気中のCO<sub>2</sub>量の変化が地球

表面の長波放射の大きさと地球表面の平衡温度に及ぼす影響について議論しました。絶対湿度が大気温度に依存しないと仮定すると、プラス(1956)、コンドラティエフ、ニリスク(1960)、カプラン(1960)と同様の大気中のCO<sub>2</sub>量に対して、同じ桁の平衡温度の依存性を得ました。しかし、大気の相対湿度(絶対湿度の代わりに)が与えられたと仮定したとき、彼はある程度の温度に対して非常に大きな依存性があるとする結果を得ました。この研究の欠点の1つは、全体として、大気の代わりに地球表面の熱収支の計算から結論が導かれたことです。したがって、相対湿度を固定した大気の放射対流平衡の計算を基礎として、この理論を再評価することが強く求められます。その結果は、この研究で提示されています。

## 2. 放射対流平衡

a. モデルの説明. 前の論文とこの論文の導入で説明したように、相対湿度が定められている大気の放射対流平衡は、次の要件を満たす必要があります。

- 1) 大気の上層では、正味の太陽放射は正味の長波放射と等しいはず。
- 2) 温度不連続性は存在しない。
- 3) 自由と強制的な対流、および大規模な渦による混合は、気温減率が6.5°C km<sup>-1</sup>の臨界値を超えない。
- 4) 気温減率が準臨界である場合、局所的な放射平衡の要件が満たされる。
- 5) 地球表面の熱容量はゼロ。
- 6) 大気は、相対湿度が一定の鉛直分布を維持する(新しい要件)。

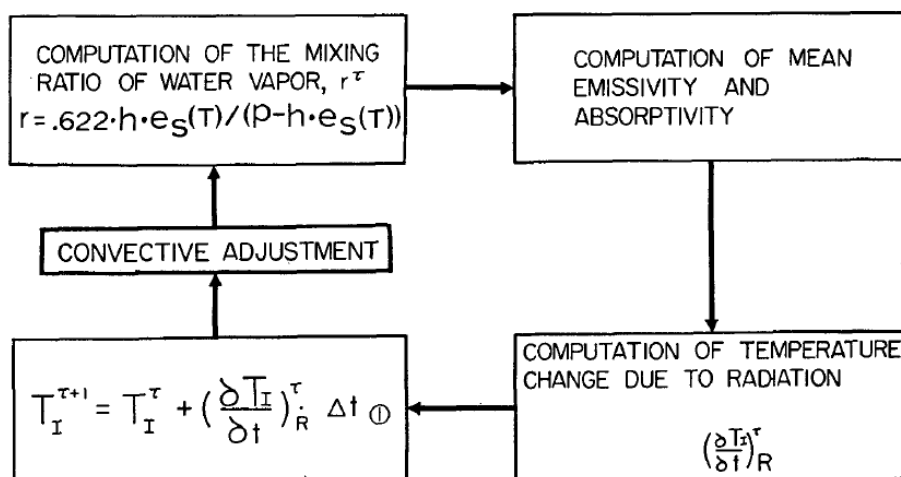


FIG. 2. Flow chart for the numerical time integration.

実際の計算では、放射対流平衡の状態は初期値問題の漸近状態として計算されます。手順の詳細については、付録1を参照してください。計算を進めるフローチャートを Fig(図)2 に示しています。この図では、 $e_s(T)$ は温度  $T$  の関数である飽和水蒸気圧を  $e_s(T)$ 、相対湿度を  $h$  とします。 $\tau$  は数値積分の時間差分の番号、 $l$  は鉛直方向の有限差分の添字とします。(鉛直方向の差分に採用される層の説明については、付録3を参照してください。平均放射率と平均吸収率の正確な定義は、M.S.の pp.365-366 でも与えられています。

絶対湿度の変化は大気温度の変化に対応するので、相対湿度  $h$  の湿潤空気の熱容量は次のように定義することができます。

$$C_p' = C_p \left[ 1 + \frac{L}{C_p} \cdot \frac{\partial}{\partial T} \left( \frac{0.622he_s(T)}{p - he_s(T)} \right) \right] \quad (1)$$

ここで  $L$  と  $C_p$  は、それぞれ蒸発の潜熱と空気の定圧比熱を表します。2番目の括弧は、空気の潜在的なエネルギーの変化に起因して現れます。次の情報については、M.S.を参照してください。

- 1) 長波放射フラックスの計算
- 2) 太陽放射の減衰の計算
- 3) 平均吸収率と放射率の決定

吸収率を決定した方法に関する追加の説明は、付録2にあります。

b. 吸収気体の標準的な分布 この項では、熱平衡の計算に用いられる水蒸気、二酸化炭素、オゾン、および雲の鉛直分布と、次の項での熱収支の分布について説明します。特に指定しない限り、今後はこれらを用います。

相対湿度の一般的な鉛直分布は、Fig(図)3のデータの助けを借りて近似することができます。この図では、テレガダスとロンドン(1954)とムルガトロイド(1960)によって得られた相対湿度の半球平均が、対流圏の上部と下部について、それぞれ示されています。ミネアポリスとワシントンD.C.でマステンブルック(1963)によって得られた成層圏における相対湿度の分布も、データの平滑化をしたうえでプロットされています。この図を参照することで、相対湿度の鉛直方向分布を表す次の線形関数が選択されます。すなわち、

$$h = h_* \left( \frac{Q - 0.02}{1 - 0.02} \right), \quad (2)$$

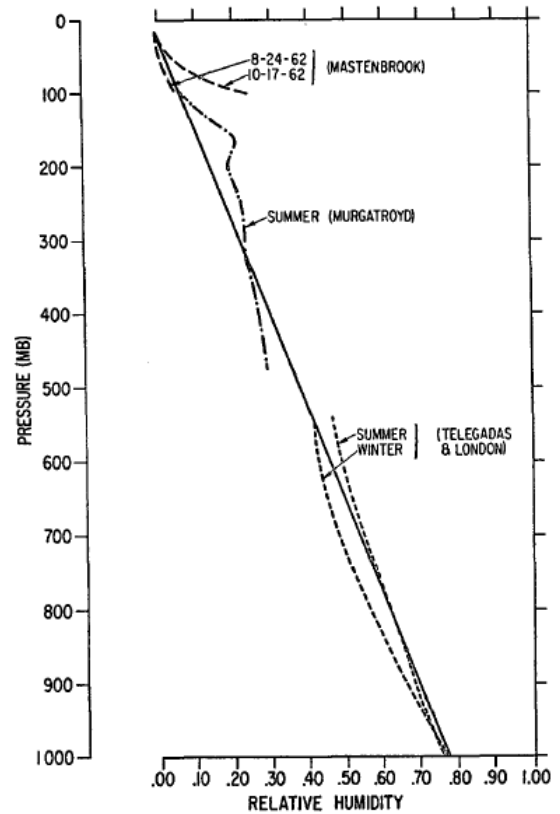


FIG. 3. Vertical distribution of relative humidity (Mastenbrook, 1963; Murgatroyd, 1960; Telegadas and London, 1954).

ここで  $h_*$  は地球表面の相対湿度 0.77、 $Q = p/p_*$  および  $p_*$  は地球表面大気圧です。 $Q$  が 0.02 より小さい場合、(2)式は  $h$  は負の値になります。したがって、 $Q$  が小さいときは、特に湿度分布を指定する必要があります。マステンブルック(1963)とホートン(1963)の測定値によると、成層圏は非常に乾燥しており、その大気中の空気に対する割合は約  $3 \times 10^{-6} \text{ gm gm}^{-1}$  です。したがって、大気中の割合の最小値  $r_{\min}$  は  $3 \times 10^{-6} \text{ gm gm}^{-1}$  の空気、ゆえに

$$r(T, h) = \left( \frac{0.622he_s(T)}{p - he_s(T)} \right) < r_{\min} \quad (3)$$

ここで、

$$r = r_{\min} (= 3 \times 10^{-6} \text{ gm gm}^{-1} \text{ of air}).$$

大気中の二酸化炭素の大気中の割合は一定であると仮定します。本計算に採用される大気中の割合は、0.0456 重量% (体積比 300ppm) です。

計算に使用されるオゾンの鉛直分布を Fig(図)4 に示します。このデータは、ヘリングとボーデン(1965)が 1963

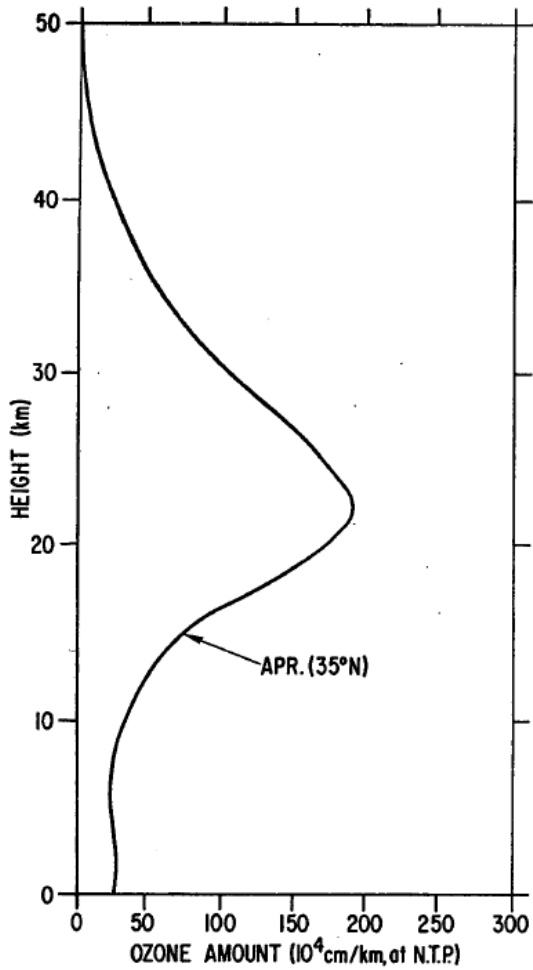


FIG. 4. Vertical distribution of ozone at 35°N, April (Herring and Borden, 1965), normalized by the total amount from London (1962).

年9月から1964年8月までの期間に化学発光オゾンゾンデ（註：ラジオゾンデの一種）を使用して得られます。

北緯35度、4月の鉛直分布は、彼の論文の図から取られ、ロンドン(1962)によって得られたオゾンの総量に正規化されています。

計算に採用される高度、アルベド、および雲量をTable(表)1に示します。地球表面のアルベドを0.102と仮定します。

c. ヘルゲセルの問題と放射対流平衡 放射対流平衡の研究結果を詳細に論じる前に、相対湿度の分布を持つ大気の純粋な放射平衡（対流なし）の問題について簡単に議論しようと思います。この問題は、過飽和層を可能にするため、エムデンの純粋な放射平衡の解を批判したヘルゲセル(1919)が初めて調べました。灰色体放射の仮定を

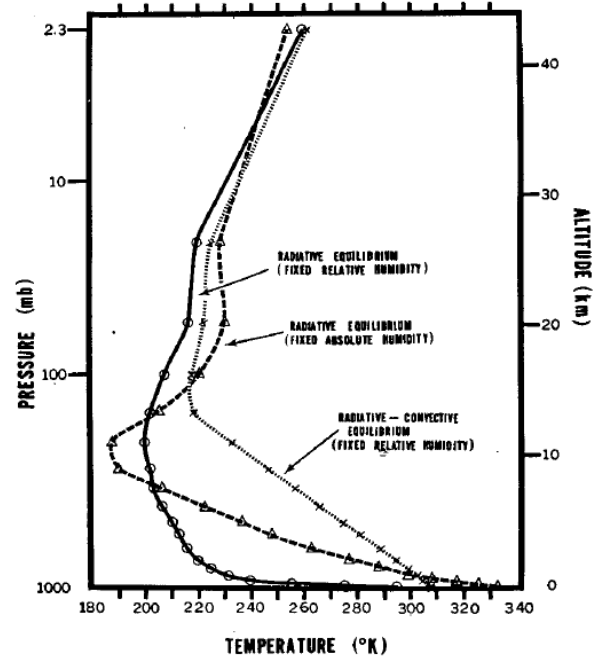


FIG. 5. Solid line, radiative equilibrium of the clear atmosphere with the given distribution of relative humidity; dashed line, radiative equilibrium of the clear atmosphere with the given distribution of absolute humidity; dotted line, radiative-convective equilibrium of the atmosphere with the given distribution of relative humidity.

用いて、彼は、数値的に、現実的な相対湿度分布をもつ大気の純粋な放射平衡の状態を得ました。このように得られた純粋な放射平衡中の大気はほぼ等温であり、大気の平衡温度に対する水蒸気の自己増幅効果により、その

TABLE 1. Cloud characteristics employed in radiative convective equilibrium model.

Cloud	Height (km)	Amount	Albedo
High	10.0	0.228	0.20
Middle	4.1	0.090	0.48
Low			
top	2.7	0.313	0.69
bottom	1.7		

温度は極めて低くなります。（例えば、気温の低下に伴って大気の水分量が減少するため、大気の温室効果が減少する、など。） Fig(図)5は、灰色体放射の仮定（雲量=0）を用いず我々の方法で得られるこの問題の解を示しています。表面平衡温度はラインセンター吸収の影響によりヘルゲセルが得た温度よりはるかに高いが、地表面付近では高度の上昇に伴って急激な温度低下が見え、対流圏の温度は、実際の絶対湿度を持つ大気に対して得られる温度よりもはるかに低くなります。これは同じ図で示されています。比較のために、対流調整による平衡温



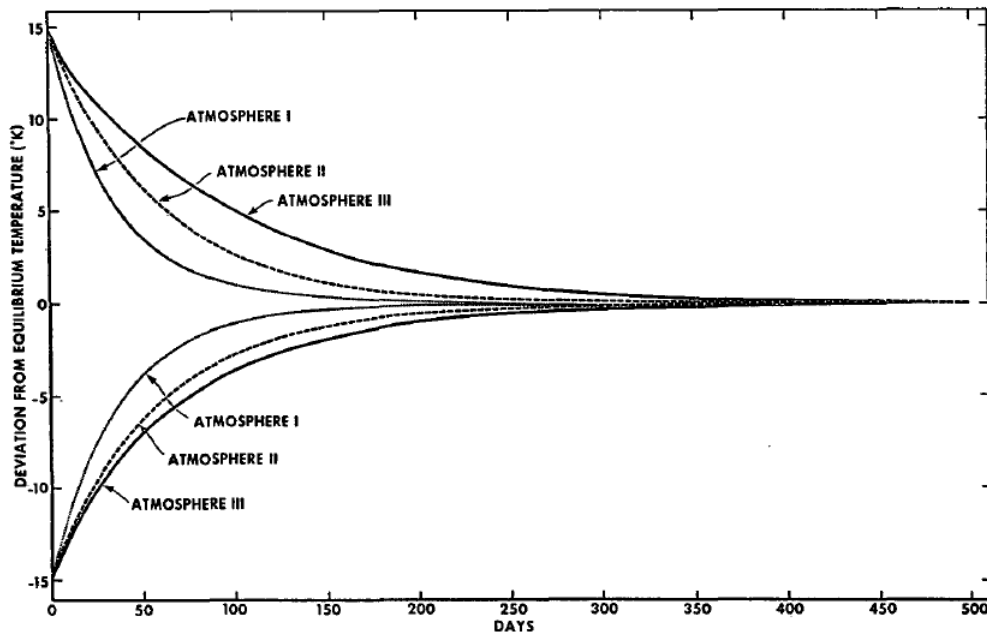


FIG. 6. Approach of vertical mean temperature toward the state of equilibrium. Atmosphere I (dotted line), Atmosphere II (dashed line), Atmosphere III (solid line).

度の分布も図に示されています。この計算に採用された湿度の分布は、(2)および(3)式によって与えられます。

この比較は、大気温度の既存の分布を維持する上での対流調整の役割を明確に示しています。この効果がなければ、水蒸気が気温に対する正のフィードバック効果のために、対流圏の温度と対流圏の高度は非現実的に低かったでしょう。

d. 平衡状態に向かったのアプローチ 一定の絶対湿度の分布を持つ大気よりも、相対湿度が一定の分布を持つ大気の方が熱平衡状態に達する時間がかかるはずですが。この違いの理由は、次の2つになります。

1) 導入で説明したように、相対湿度の分布が一定の大気の外向き放射は、絶対湿度の分布が一定の大気のそれよりも大気温度に依存しない。したがって、平衡状態に向かっている速度は著しく低下する。

2) 相対湿度の鉛直分布は、時間経過が一定であるため、絶対湿度の分布は大気温度に依存し、絶対湿度の変動

は、空気の潜在的なエネルギーの変化を伴います。したがって、一定の相対湿度をもつ空気の有効熱容量は、乾燥した空気の熱容量よりも大きい。したがって、アプローチの速度は遅くなります。

Fig(図)6では、平衡に向かっている3つの理想化された大気のアプローチを示しています。これらは次のとおりです。:

大気 I : 絶対湿度の鉛直分布は時間が経過しても一定である。

大気 II : 相対湿度の鉛直分布は時間が経過しても一定である。空気の熱容量は、 $0.24 \text{ cal gm}^{-1}$ 、すなわち乾燥空気の熱容量であると仮定する。

大気 III : 相対湿度の鉛直分布は時間が経過しても一定である。(1)式で与えられる空気の有効熱容量が採用されている。

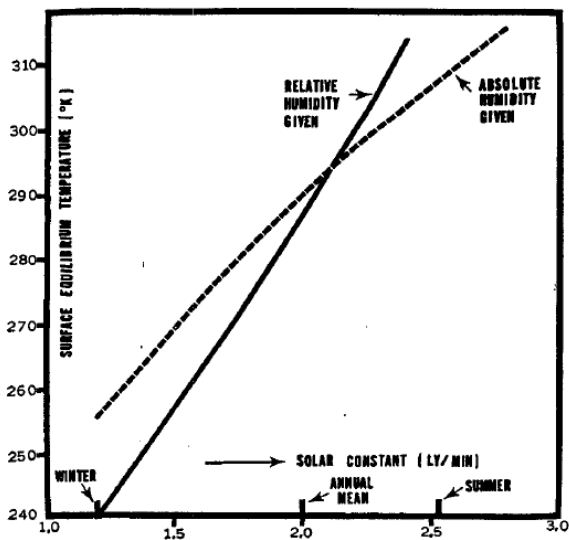


FIG. 7. Solar constant and surface temperature of radiative convective equilibrium. Solid line and dashed line show the case of fixed relative humidity and that of fixed absolute humidity, respectively. Insolation of summer and that of winter is obtained by taking the mean value for the period of June-July-August, and that of December-January-February.

Fig(図)6 に示す時間経過のために選ばれた2つの初期条件は、放射対流平衡の温度分布に15Kを加えることによって得られます。

上記2つの最初の理由により、大気IIは、大気Iが平衡状態に達するまでに比べて約1.5倍の時間がかかります。そして、大気IIIが平衡に達するまでに、上記の第2の理由によりさらに長い時間がかかります。要するに、「放射凝縮緩和」は、純粋な放射緩和よりもはるかに遅くなります。従って、放射凝縮緩和は、大気温度の季節による変化を決定する上で重要な要因の一つであると考えられます。また、Fig(図)6は、大気が平衡状態に達するまでに暖気の方が寒気よりも時間がかかることを示しています。この結果は、非常に暖かい初期条件から始めることによって一般的な循環モデルの数値積分を行うことはお勧めできないことを示しています。

### 3. 太陽定数と放射対流平衡

a. さまざまな太陽定数による熱平衡 地球の気候を決定する最も基本的な要因の一つは太陽定数です。太陽定数が地球表面の気候に及ぼす影響を評価するために、熱平衡の一連の計算を行いました。Fig(図)7は、一定の相対湿度の分布を持つ大気と絶対湿度の分布が一定の大気の両方に対する、太陽定数に対する平衡表面温度の依存性

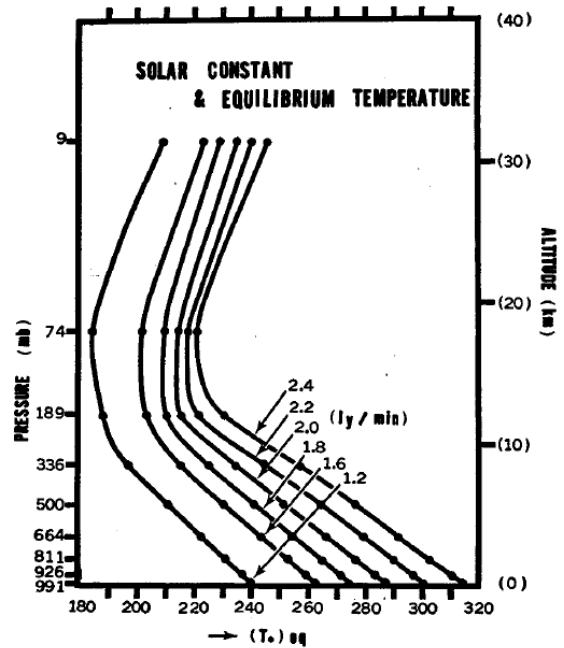


FIG. 8. Vertical distribution of radiative convective equilibrium temperature of the atmosphere with a given distribution of relative humidity for various values of the solar constant.

を示しています。

この図によると、相対湿度の分布が定められている大気の平衡温度は、中緯度における温度変化の範囲で絶対湿度の分布が定められているのと比べて太陽定数の変化に対して2倍感度が高いことになります。この感度の差は温度低下に伴って減少します。温度が非常に低いとき、例えば240K、水蒸気の割合が極めて小さいため、差は実質的に無視できます。一方、平衡温度が300Kをはるかに上回る場合は、太陽定数の変化に対して非常に感度が高くなります。この結果は、明らかに相対湿度の分布が定められている大気の平衡温度に対して水蒸気の自己増幅効果を起こしていることを示しています。参考として、それぞれの太陽定数に対応する平衡温度の鉛直分布をFig(図)8に示します。

b. 外向き放射と大気温度 熱平衡の条件を満たすためには、太陽定数の変動は、それに対応する大気上部での外向き放射の変化によって補償されなければなりません。この項では、上述の結果を理解するために、大気温度に対する放射の依存性について調べます。

Fig(図)9では、本計算に採用された様々な鉛直温度分布が示されており、Fig(図)10では、大気の上部にある上向き長波放射が地球表面温度 $T_s$ に対してプロットされています。この計算に採用した相対湿度、雲量、吸収気体

の分布については、2節b項に詳しく書いてあります。  
 Fig(図)9にある黒体放射温度を表す曲線についても $T_*$ 、  
 $(T_* - 10)$ 、 $(T_* - 20)$ 、 $(T_* - 30)$ 、 $(T_* - 50)$ も比較のため  
 に描かれています。この比較によると、相対湿度が一定の大気上部の長波放射は、  
 ステファン・ボルツマンの4乗法則から予想されるほど大気温度に依存しません。

導入で説明したように、4乗法則からの偏差は、主に大気温度が有効な放射源の依存することによるものです。この結果は、相対湿度が固定された大気の方が絶対湿度の分布が固定された大気よりも太陽放射の変動に対して敏感である理由を説明します。

#### 4. 平衡温度と吸収気体

ここでは、水蒸気、二酸化炭素、オゾン、雲などの吸収気体の鉛直分布に対する平衡温度の依存性について説明しましょう。この項の結果が、地球の大気のような気候変化の可能性を評価するのに役立つことを期待しています。

a. 対流圏の相対湿度 大気相対湿度分布による平衡温度の依存性を評価するために、相対湿度の様々な分布における熱平衡に関する一連の計算を行いました。この一連の計算に採用される相対湿度の鉛直分布は、 $h_*$ に値を指定する場合を除き、(2)および(3)式によって記述されま

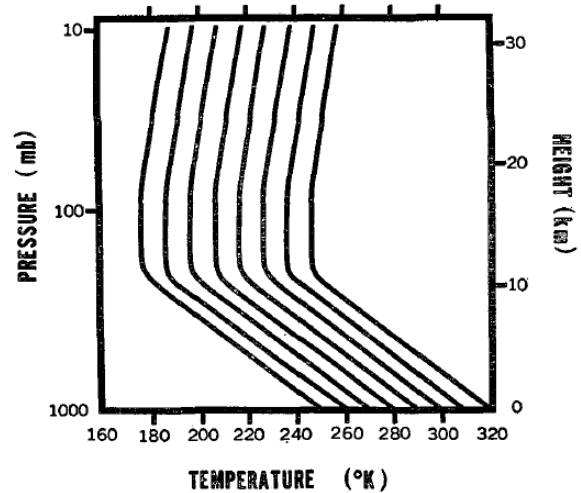


FIG. 9. Vertical distributions of temperature adopted for the computation of radiative flux shown in Fig. 10.

す。他の吸収気体と雲の分布については、2節b項を参照してください。

Fig(図)11は、 $h_*$ の値を0.2、0.6、1.0にしたときに対応する平衡温度の鉛直分布を示しています。以下の特徴は注目に値します。

- 1) 対流圏の相対湿度が高いほど、対流圏の平衡温度は高くなる。

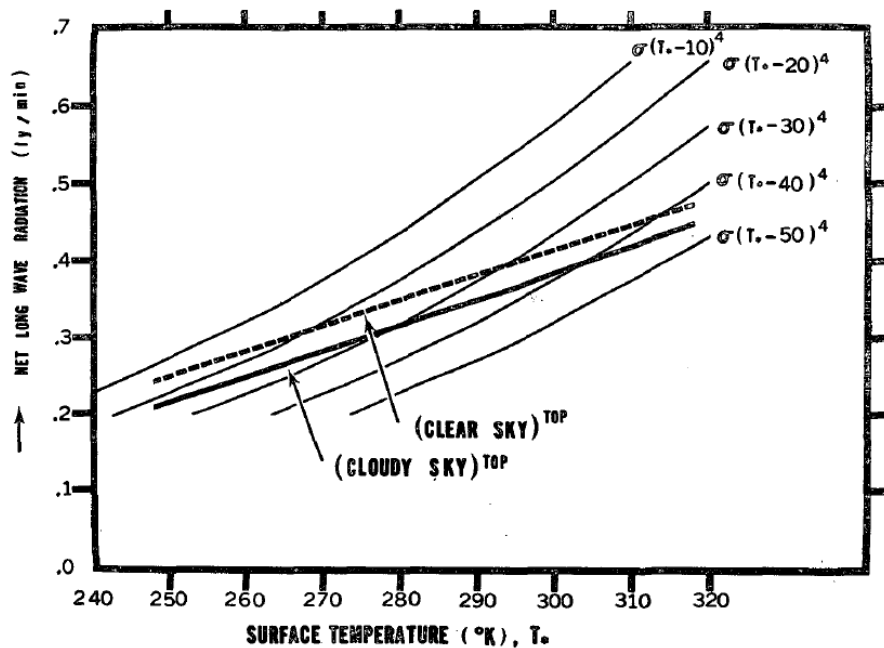


FIG. 10. Net long-wave radiation at the top of the atmosphere for the set of temperature distributions shown in Fig. 9. Thin lines in the background show the black body radiation at the temperatures  $(T_* - 10)$ ,  $(T_* - 20)$ ,  $(T_* - 30)$ ,  $(T_* - 40)$ , and  $(T_* - 50)$ .

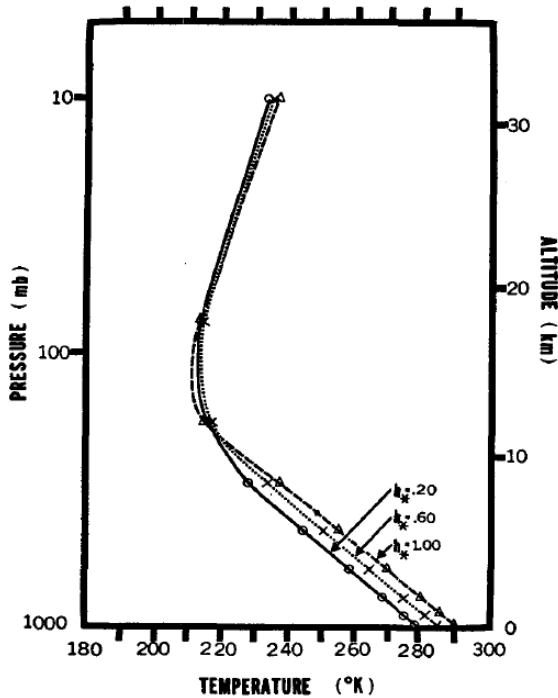


FIG. 11. Vertical distributions of radiative convective equilibrium temperature for various distributions of relative humidity.

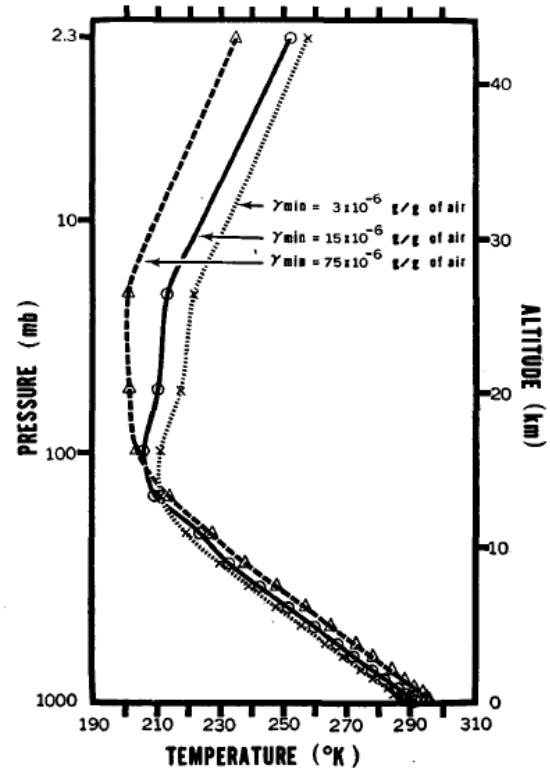


FIG. 12. Vertical distributions of radiative convective equilibrium temperature for various values of water vapor mixing ratio in the stratosphere.

2)成層圏の平衡温度は、対流圏の相対湿度にほとんど依存しない。

Table(表)2は、大気渦の最上部における正味の上向き放射の依存性、および表面平衡温度 $T_*^e$ の相対湿度に対する依存性を示します。この表に基づいて、 $T_*^e$ と $h_*$ の間の次の近似関係式を得ることが可能です。

$$\frac{\partial T_*^e}{\partial (100h_*)} \approx 0.133,$$

単位は相対湿度の単位%変化あたりの摂氏度であり、 $1.0 \geq h_* \geq 0.2$ です。この表はまた、正味放射が対流圏の相対湿度にほとんど依存しないことを示しています。これが対流圏の相対湿度に対して、成層圏温度の依存度が非常に小さいことの原因です。

b.成層圏の水蒸気 最近、国立科学アカデミー(1966)によって任命された天候と気候調節に関するパネルは、超

TABLE 2. Variation of surface equilibrium temperature  $T_*^e$  and net upward radiation at the top of the atmosphere  $R_L$  for various values of the relative humidity at the earth's surface  $h_*$ .

$h_*$	$T_*^e$	$R_L$ ( $ly \text{ min}^{-1}$ )
0.2	278.1	0.3214
0.6	285.0	0.3274
1.0	289.9	0.3313

音速輸送機の飛行の増加に伴って予想される成層圏水蒸気の増加によって、地球の大気温度が大幅に変化する可能性があることを示唆しました。Fig(図)11は、相対湿度の分布が一定の大気熱平衡への成層圏水蒸気の変化の影響を評価するのに役立つはずですが、この一連の計算に採用される湿度の分布は、成層圏の絶対湿度 $r_{min}$ が実験ごとに異なるときを除いて(2)および(3)式によって与えられます。

この一連の計算で選ばれた $r_{min}$ の値は $3 \times 10^{-6}$ 、 $15 \times 10^{-6}$ 、および $75 \times 10^{-6} \text{ gm gm}^{-1}$ です。Fig(図)12とFig(図)13は、このように計算された熱平衡の状態と、水蒸気の割合に対応する鉛直分布を示しています。Fig(図)12を調べると、以下の特徴が明らかになります。<sup>1</sup>

- 1) 成層圏における水蒸気の割合が大きいくほど、対流圏の温度は高くなる。

<sup>1</sup> 絶対湿度が一定の大気について質的に類似した結論が得られた[M.S.とマナベとメラ(1961)を参照]。

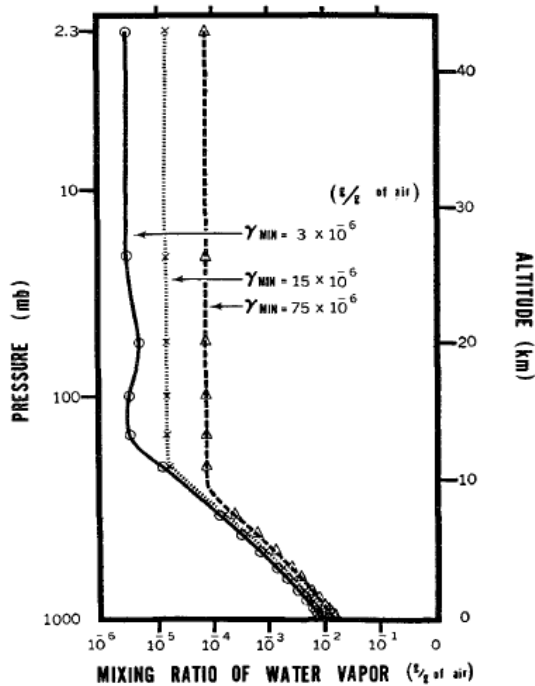


FIG. 13. Vertical distribution of water vapor mixing ratio corresponding to the equilibrium status shown in Fig. 12.

- 2) 成層圏における水蒸気の割合が大きいほど、成層圏の温度は低くなる。
- 3) 成層圏水蒸気大気中の割合に対する平衡温度との依存度は、対流圏のそれよりもはるかに大きい。

Table(表)3は、成層圏におけるそれぞれの水蒸気量に対応する地球表面の平衡温度を示します。マステンブルック(1963)および他の人による最近の測定は、大気中の割合が空気の約 $3 \times 10^{-6} \text{ gm gm}^{-1}$ であることを示唆しています。この表によると、成層圏水蒸気が現在値から5倍に増加すると、地球表面の温度が約 $2.0^\circ\text{C}$ 上昇します。超音速輸送機からの水蒸気の放出により、成層圏水蒸気の急激な増加が実際に起こるかは非常に疑わしく思います

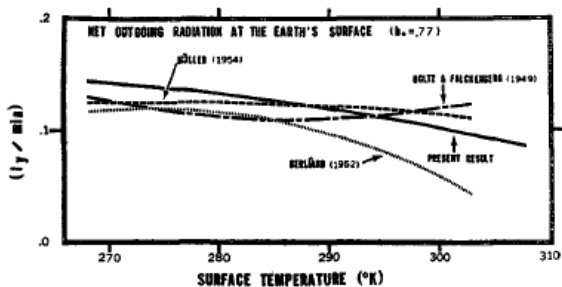


FIG. 14. Values of net upward long-wave radiation at the earth's surface which are computed from the empirical formulas obtained by various authors as well as the values from the present contribution.

TABLE 3. The variation of the equilibrium temperature of the earth's surface  $T_s^e$  with stratosphere water vapor mixing ratio  $r_{min}$ .

$r_{min}$ ( $\text{gm gm}^{-1}$ )	$T_s^e$ ( $^\circ\text{K}$ )
$3 \times 10^{-6}$	288.4
$15 \times 10^{-6}$	290.4
$75 \times 10^{-6}$	296.0

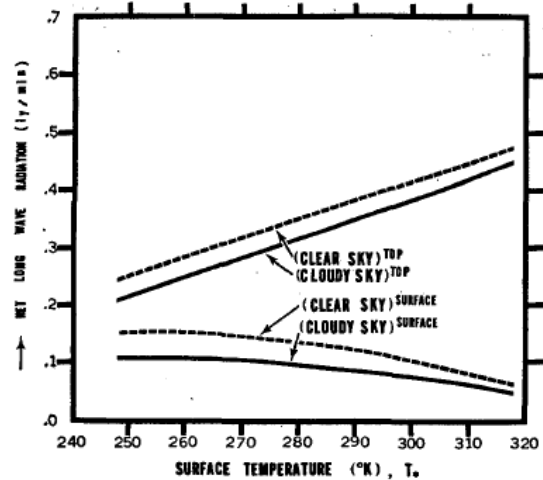


FIG. 15. The net upward long-wave radiation both at the top and bottom of the atmosphere.

。近年、マナベ(1965)は、水循環を入れた大気の一般的循環モデルの数値実験を行いました。我々は、モデルの大気中では、大規模な準水平渦で、赤道近くの寒い対流圏界面で凍結することによって、高緯度と中緯度の成層圏から水分を除去するのに非常に効果的であると結論付けました。しかし、その計算には対流圏上部と成層圏下部における水蒸気の鉛直移流を評価する際に大きな切り捨て誤差が含まれるため、その結果は注意して見る必要があります。それにもかかわらず、この研究は成層圏の水収支における力学過程が重要である可能性を示唆しています。

TABLE 4. Equilibrium temperature of the earth's surface ( $^\circ\text{K}$ ) and the  $\text{CO}_2$  content of the atmosphere.

$\text{CO}_2$ content (ppm)	Average cloudiness		Clear	
	Fixed absolute humidity	Fixed relative humidity	Fixed absolute humidity	Fixed relative humidity
150	289.80	286.11	298.75	304.40
300	291.05	288.39	300.05	307.20
600	292.38	290.75	301.41	310.12

c. 二酸化炭素 メラー(1963)は、本稿の導入で述べたように、一定の相対湿度を持つ大気中の $\text{CO}_2$ 量が変化することによる地球表面の温度への影響について議論しま

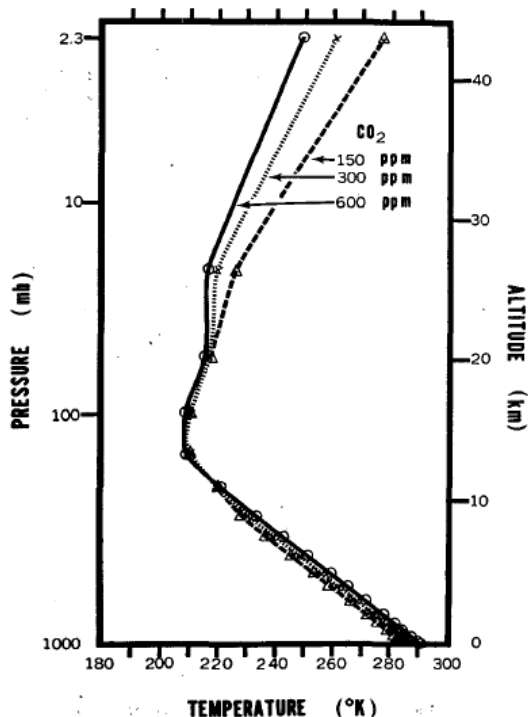


Fig. 16. Vertical distributions of temperature in radiative convective equilibrium for various values of  $\text{CO}_2$  content.

した。彼は様々な  $\text{CO}_2$  量に対応する下向き長波放射の大きさを計算し、 $\text{CO}_2$  量の変化による正味下向き放射の変化を補うために必要な表面温度の変化を推定しました。彼の結果は、温度の上昇に伴う大気中の水分量の増加が自己増幅効果を引き起こし、地球の表面の温度のほぼ任意の変化を引き起こすことを示唆しています。メラーの計算を再検討するために、現在の放射伝達の計算の体系を用いて、Fig(図)9 に示す表面温度の様々な分布について、相対湿度の分布が与えられた大気中への正味上向き長波放射を計算しました。雲量と相対湿度の鉛直分布は既に2節b項で定められています。Fig(図)14 は、こうして計算された地球表面温度に対する正味放射の大きさがプロットされています。比較のために、メラー(1963)、ベルグントとベリアンド(1952)、ボルツとファルケンベルグ(1950)によって提案された式を使用して得られた純フラックスの大きさが同じ図に追加されています。これらの計算に必要な地球表面の相対湿度は77%と仮定します。メラー(1963)とベルリアンドとベルリアンド(1952)は放射図の計算から経験的な式を得、一方、ボルツとファルケンベルグ(1950)は慎重に校正された振動日射計を用いた測定によって経験的な公式を得ました。私たちの比較は、様々な方法によって得られた結果がかなり一貫していることを示しています。一般的に言えば、温度に対する正味放射の依存性は小さいです。温度が

上昇すると、増加するか減少するかは計算方法によります。例えば、ベルファンドの計算結果は、通常の温度範囲では表面温度の上昇に伴って、正味上向き放射が単調に減少することを示しています。これらの結果に基づいて地球表面の気候に対する二酸化炭素の影響について議論すれば、二酸化炭素の量が多いほど、地球表面の温度が低くなると結論付けることができる、すなわち、二酸化炭素の増加による下向き放射の増加を補うために、より低い温度を持っている必要があります。一方、ボルツとファルケンベルグ(1950)の結果は、290K以上の温度では、私たちを逆の結論に導くようです。メラー(1963)が推測したように、これらの結果は必ずしも実際の地球の気候の極端な感度を示すとは限りません。この議論の基本的な欠点は、大気全体の熱バランスではなく、地球の表面の熱バランスだけに基づいていることにあるのかもしれない。Fig(図)15では、地球表面温度に対する大気上部からの正味上向き長波放射とともに地球表面の放射量がプロットされています。すでに3節b項で議論したように、前者は後者とは対照的に温度の上昇に伴って大幅に増加します。大気中の  $\text{CO}_2$  量によって大気の増加による大気上部での正味放射が減少するのを補うために、大気温度が高くなる必要があります。したがって、通常の大気温度において、大気中の  $\text{CO}_2$  量が多いほど、地球表面温度は高くなると予想されるかもしれませんが、この結果は、我々が地球表面を基にしたときに達した結論と一致していません。

全体像を得るためには、対流の効果も考慮することも必要です。そこで、一連の放射対流平衡計算を行いました。Fig(図)16は、150、300、および600ppmの3つの異なる  $\text{CO}_2$  量に対応する平衡温度の鉛直分布を示しています。この図では、次の注目すべき特徴があります。

- 1) 大気中の二酸化炭素の量が多いほど、地球表面と対流圏の平衡温度は高くなる。
- 2) 大気中の二酸化炭素の量が多いほど、成層圏の平衡温度は低くなる。
- 3) 比較で言えば、成層圏の  $\text{CO}_2$  量による平衡温度の依存性は、対流圏温度のそれよりもはるかに大きくなる。

TABLE 5. Change of equilibrium temperature of the earth's surface corresponding to various changes of  $\text{CO}_2$  content of the atmosphere.

Change of $\text{CO}_2$ content (ppm)	Fixed absolute humidity		Fixed relative humidity	
	Average cloudiness	Clear	Average cloudiness	Clear
300 → 150	-1.25	-1.30	-2.28	-2.80
300 → 600	+1.33	+1.36	+2.36	2.92

Table(表)4は、大気中のそれぞれのCO<sub>2</sub>量に対応する地球表面の平衡温度を示し、Table(表)5は、CO<sub>2</sub>量の変化に対応する表面平衡温度の変化を示します。これらの表では、一定の相対湿度分布を持つ大気と絶対湿度が一定の分布を持つ大気の両方の値が一緒に示されています。この比較によれば、前者の平衡温度は後者のCO<sub>2</sub>量の変化に対してほぼ2倍の感度であるが、メラーの結果が示唆するほど高い感度ではありません。これらの結果は、彼が極端な感度を得たのは、既に述べられたことが主

TABLE 6. Change of equilibrium temperature of the earth's surface corresponding to various changes of CO<sub>2</sub> content of the atmosphere [computed by Möller using the absorption value of Yamamoto and Sasamori (1958)].

Variation of CO <sub>2</sub> content (ppm)	Fixed absolute humidity	
	Average cloudiness	Clear
300 → 150	-1.0	-1.5
300 → 600	+1.0	+1.5

な理由だったことを示しています。

CO<sub>2</sub>の15μ帯と水蒸気回転帯域の重なり合う効果を推定した方法はかなり大雑把ですが、この不正確さによって大気中で得られた一般的な結論は変わることはない

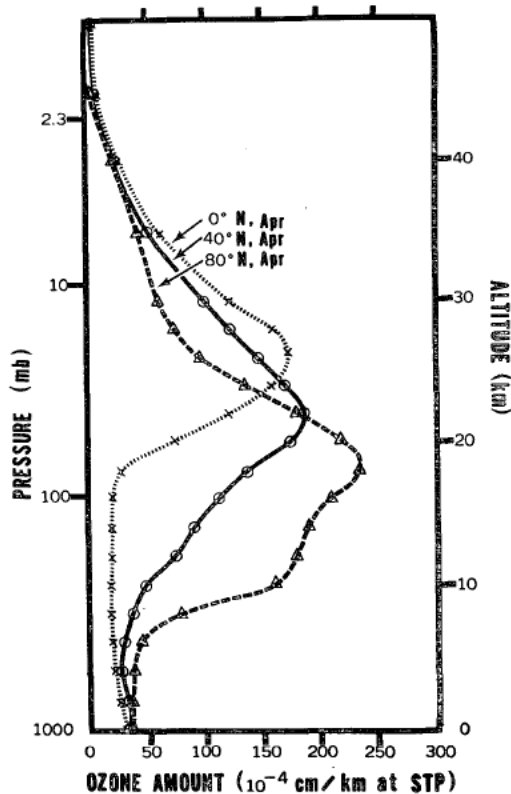


FIG. 17. Vertical distribution of O<sub>3</sub> adopted for the computation of radiative equilibrium shown in Fig. 18. Vertical distribution (Herring and Borden, 1965); total amount (London, 1962).

と考えています。興味深いことに、固定相対湿度の大気についてメラー(1963)と現在の著者が得たCO<sub>2</sub>量の表面温度の依存関係は、互いに合理的によく一致していることに注意してください(メラーの結果についてはTable(表)6を参照)。

d. オゾン オゾンの異なる3つの分布について、熱平衡状態を計算し、Fig(図)17に示しました。これらの分布は、ヘリングとボーデン(1965)が、化学発光オゾンゾンデを用いて得られた結果から読み取りました。オゾンの総量は、ロンドン(1962)によって得られたものと一致するように調整します。この図に示す3つの分布のうち、北緯0度4月の総量は最小であり、北緯80度4月の総量は最大です。Fig(図)18に、各オゾン分布に対応する平衡温度の鉛直分布を示します。以下の特徴は注目に値します。

TABLE 7. Equilibrium temperatures of the earth's surface for three ozone distributions.

Latitude, month	Total amount O <sub>3</sub> (cm, STP)	T <sub>*°</sub> (°K)
0N, April	0.260	287.9
40N, April	0.351	288.8
80N, April	0.435	290.3

- 1) オゾンの量が多いほど、対流圏と成層圏下部の温度は高く、成層圏上部の温度は低くなる。
- 2) 平衡温度へのオゾン分布の影響は、成層圏では有意であるが、対流圏では小さい。
- 3) M.S.で指摘したように、北緯0度4月のオゾン分布は、北緯80度4月のそれよりも対流圏界面の高さを高くし、対流圏の輪郭を明確にする傾向がある。参考に、ここで採用する3つの分布の合計量に対する地球表面の平衡温度をTable(表)7に示す。

TABLE 8. Surface equilibrium temperatures T<sub>\*°</sub> for various values of surface albedo α<sub>\*</sub>.

Albedo	T <sub>*°</sub>
0.00	297.2
0.20	276.4
0.40	253.2
0.60	227.0

e. 表面アルベド 相対湿度の分布を持つ大気の一連の熱平衡状態を、地球表面の様々なアルベドについて計算しました。Fig(図)19はその結果を示しています。この図を調べると、次の特徴が明らかになります。

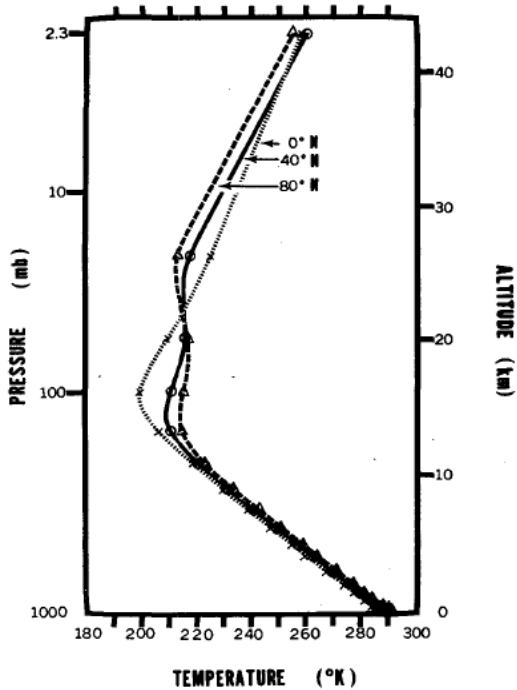


FIG. 18. Vertical distributions of the temperature of radiative convective equilibrium, which correspond to the ozone distributions shown in Fig. 17.

- 1) 地球表面のアルベドの値が大きいほど、大気の温度が低くなる。
- 2) 高度の上昇に伴い、表面アルベドの影響が減少する。これは地球の表面で最大であり、9 mbの高度ではほとんど無視できる。

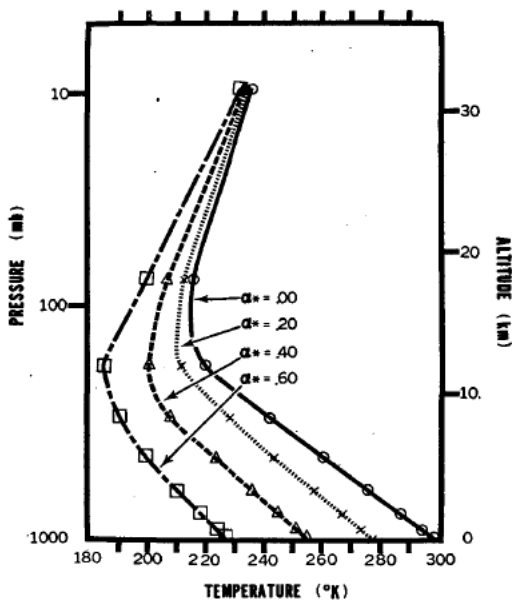


FIG. 19. Vertical distributions of radiative convection equilibrium for various values of surface albedo.

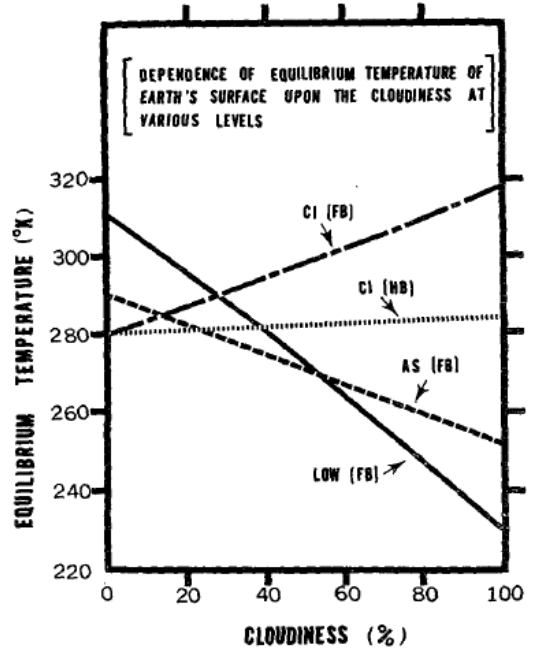


FIG. 20. Radiative convective equilibrium temperature at the earth's surface as a function of cloudiness (cirrus, altostratus, low cloud). FB and HB refer to full black and half black, respectively.

Table(表)8 は、表面平衡温度 $T_*$ 、表面アルベド $a_*$ のそれぞれの値について示しています。この表によれば、表面アルベド上の地球表面の平衡感度は、以下の式でほぼ近似できます。

$$\partial T_*^e / \partial (100a_*) = -1$$



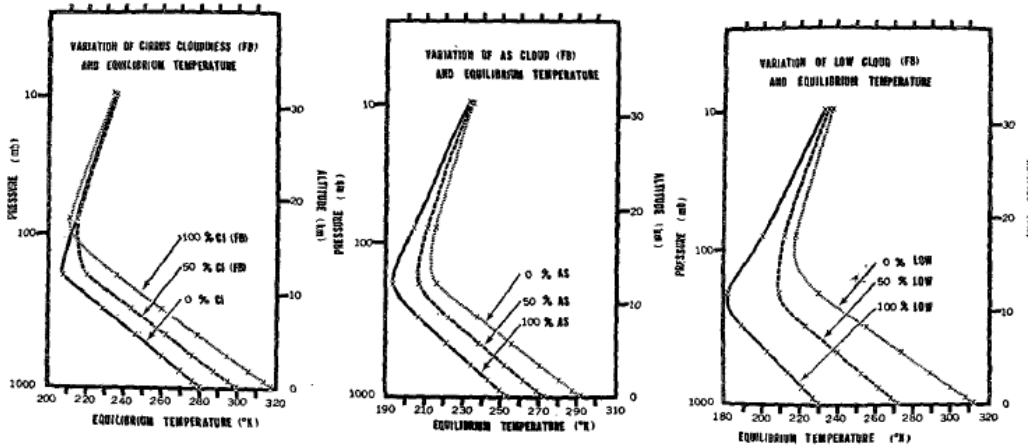


FIG. 21. Vertical distributions of equilibrium temperature for various values of high, middle, and low cloudiness.

ここで、単位は表面アルベドの単位%当たりの摂氏度の変化です。繰り返しますが、この感度は、太陽定数の通

TABLE 9. Effect of cloudiness on surface equilibrium temperature  $T_*^e$ . FB and HB refer to full black and half black, respectively.

Experiment no.	High	Cloudiness (amount) Middle	Low	$T_*^e$ (°K)
C1	0.000(HB)	0.072(FB)	0.306(FB)	280.1
C2	0.500(HB)	0.072(FB)	0.306(FB)	281.6
C3	1.000(HB)	0.072(FB)	0.306(FB)	284.2
C1	0.000(FB)	0.072(FB)	0.306(FB)	280.1
C4	0.500(FB)	0.072(FB)	0.306(FB)	298.4
C5	1.000(FB)	0.072(FB)	0.306(FB)	318.0
C6	0.218(FB)	0.000(FB)	0.306(FB)	290.5
C7	0.218(FB)	0.500(FB)	0.306(FB)	271.5
C8	0.218(FB)	1.000(FB)	0.306(FB)	251.8
C9	0.218(FB)	0.072(FB)	0.000(FB)	311.3
C10	0.218(FB)	0.072(FB)	0.500(FB)	272.0
C11	0.218(FB)	0.072(FB)	1.000(FB)	229.3
C12	0.000	0.000	0.000	307.8
C13	0.218(FB)	0.072(FB)	0.306(FB)	287.1

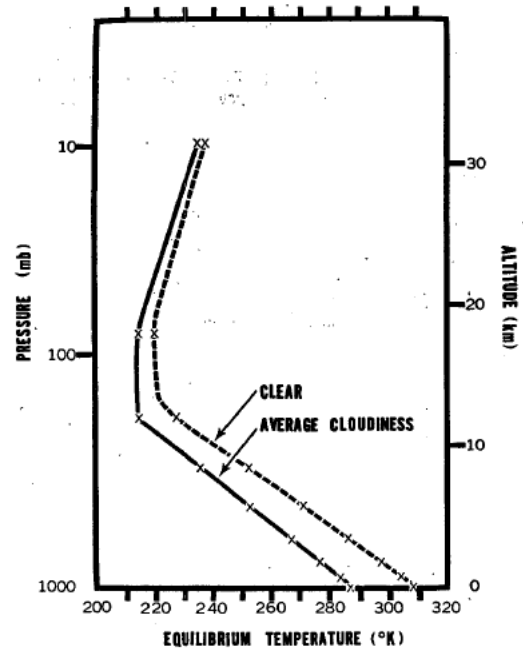


FIG. 22. Vertical distributions of equilibrium temperature for a clear atmosphere and that for an atmosphere with average cloudiness.

常の範囲において絶対湿度が一定の大気に対してほぼ2倍の大きさになります。

f. 雲量 雲の様々な分布に対して一連の熱平衡計算を行いました。雲の分布の様々な地球の表面の平衡温度はTable(表)9に表され、Fig(図)20に示されています。

一般的に、雲量が大きいほど、地球表面の平衡温度は低くなりますが、雲が高くなるにつれてこの傾向は低下し、巻雲に対していつもそうとは限りません。表に指定された平均雲量での大気の平衡温度は、快晴の大気よりも約20.7°C低くなります。この差は、一定の絶対湿度を持つ大気について得られた約13°Cの差より有意に大きく

なります(M.S.参照)。低層雲( $C_L$ )および中層雲( $C_M$ )および高層雲( $C_H$ )の量に対する地球表面の平衡温度の依存性は、次の式で表すことができます。

$$\begin{aligned} \partial T_*^e / \partial(100C_L) &= -8.2 \\ \partial T_*^e / \partial(100C_M) &= -3.9 \\ \partial T_*^e / \partial[100C_H(\text{FB})] &= +0.17 \\ \partial T_*^e / \partial[100C_H(\text{HB})] &= +0.04 \end{aligned}$$



FIG. 23. Notations used for the explanations of convective adjustment.

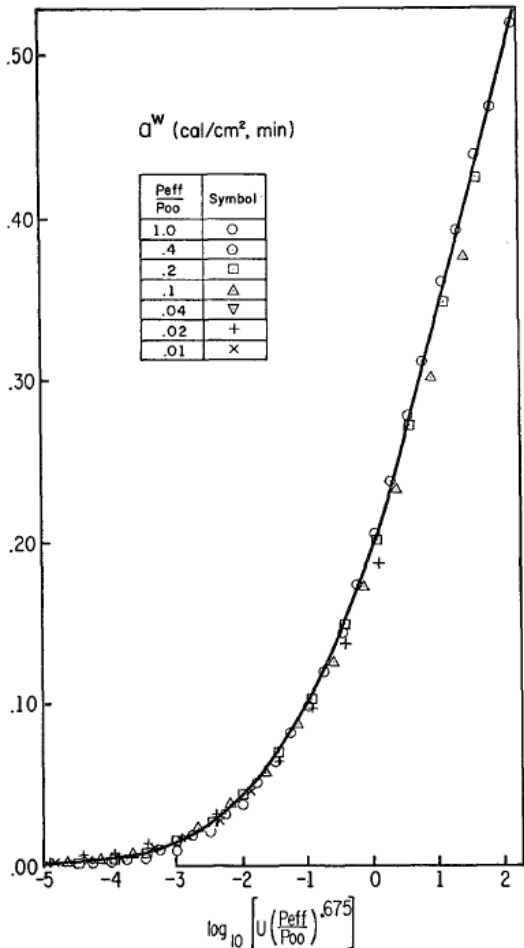


FIG. 24. The rate of absorption of solar radiation by H<sub>2</sub>O.

単位は、すべて雲量の単位増加割合あたりの温度の変化です。FB と HB はそれぞれ完全黒体と半黒体を表します。読者は、それぞれの雲の種類のアルベドと、この計算に採用された吸収気体の分布については、読者は 2 節 b

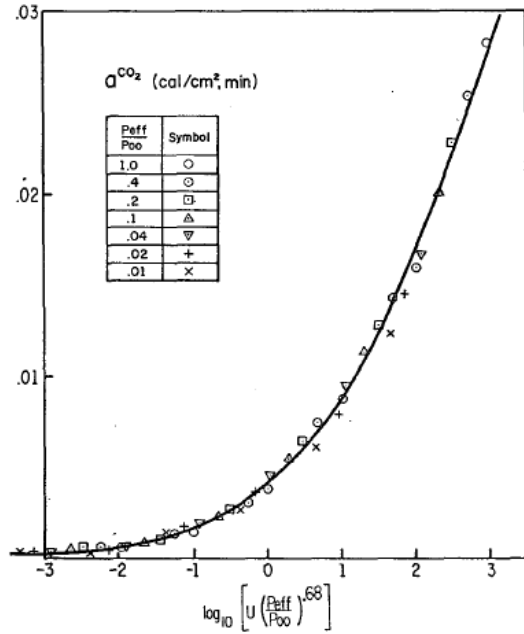


FIG. 25. The rate of absorption of solar radiation by CO<sub>2</sub>.

項を参照してください。巻雲が平衡温度を上げるか下げるかは、巻雲の高さと黒体の度合いの両方に依存します。この課題は、前に M.S. で議論されています。

関連して、雲量の平衡温度への影響は、高度の上昇に伴って影響が減少する成層圏よりも対流圏でより顕著です。(雲の様々な分布の平衡温度の鉛直分布を示した Fig(図)21 と Fig(図)22 を参照してください。) したがって、中低層雲は対流圏界面の高度を下げる傾向があります。

### 5. まとめと結論

1) 相対湿度が一定の分布を持つ大気の一連の放射対流平衡の計算は成功した。

2) 一般に、太陽定数、雲量、表面アルベド、大気中の CO<sub>2</sub> 量などの様々な要因の変化に伴う表面平衡温度の感度は、絶対湿度の分布が一定の大気に対し、相対湿度の分布が一定の大気の方がほぼ 2 倍である。

3) 平衡状態に向けて近づく速度は、一定の絶対湿度の分布に比べ、相対湿度の分布を持つ大気は半分である。つまり、放射凝縮緩和に要する時間は、平均大気温度の放射緩和に要する時間よりはるかに長い。

4) もとからある大気中の CO<sub>2</sub> 量を倍増させることは、相対湿度の現実的な分布の大気において表面温度を約 2.3°C、絶対湿度の現実的な分布で表面温度を約 1.3°C 上昇させる効果がある。現在のモデル大気は、大気が一定の相対

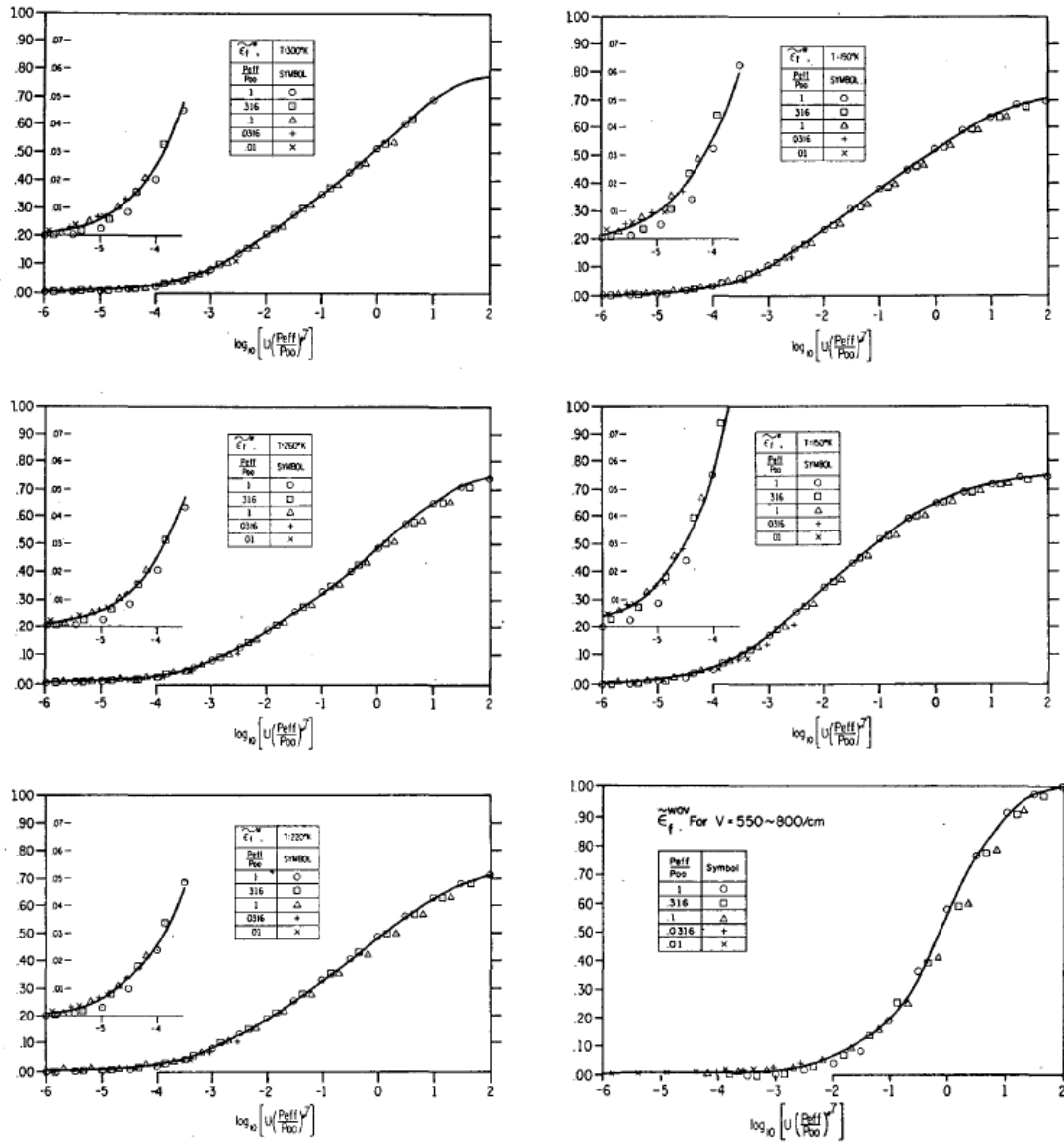


FIG. 26. The mean slab absorptivity of H<sub>2</sub>O, from which the contribution of the range of wave number 550-800 cm<sup>-1</sup> is omitted. In the lower right corner is shown the slab absorptivity of H<sub>2</sub>O for the omitted range of wave number.

湿度の分布を持つ場合、メラー(1963)が研究で遭遇した CO<sub>2</sub> 量に対する大気温度の極端な感度を持たない。

5) 成層圏水蒸気が現在の  $3 \times 10^{-6} \text{ gm gm}^{-1}$  から 5 倍に増加すると、相対湿度の鉛直分布が固定されたときに約 2.0°C の表面平衡温度の上昇を引き起こす。成層圏の平衡温度に対するその影響は対流圏よりも大きくなる。

6) 平衡温度に対する雲量、表面アルベド、オゾン分布の影響も示した。

謝辞 著者らは、この研究を始めたスナゴリンスキー博士とメラー博士、原稿を注意深く読み、私たちに多くの有用なコメントをしてくれたマレー・ミッチェル・Jr 博士、原稿の作成を支援してくれたマリリン・ヴァルナードル夫人とクララ・バンス夫人に感謝したいと考えています。最後に、ブライアン博士の絶え間ない励ましを

心から高く評価しています。

付録 1

対流調整の方法の詳細

M.S.における対流調整方法の詳細については説明していないので、この付録で方法を説明します。次の手順は、各タイムステップで実行されます(Fig(図)23を参照)。

1) 以下の方程式を使用して  $T_K^{(0)}$  ( $K = 1, 2, \dots, N$ ) を計算します。

$$T_K^{(0)} = T_{K^\tau} + \left( \frac{\partial T_{K^\tau}}{\partial \tau} \right)_{\text{RAD}} \Delta t$$

ここで、 $T_K$ は $\tau$ 番目の時間ステップでの $K$ 層の温度、 $(\partial T_{K^\tau} / \partial \tau)$ は、 $\tau$ 番目の時間ステップでの $T_K$ の変化率、 $\Delta t$ は時間積分における時間間隔です。

2) 地球表面の放射平衡温度を計算 $T_*^{\text{Re}}$ が次の関係を満たすよう計算します。

$$(SR)_*^\tau + (DLR)_*^\tau = (T_*^{\text{Re}})^4$$

ここで $(SR)_*^\tau$ と $(DLR)_*^\tau$ は、それぞれ $\tau$ 番目の時間ステップでの正味太陽放射と下向きの長波放射です。

3) 次の関係を満たすような $T_N^{(1)}$ を計算します。

$$C_p \frac{\Delta p_N}{g} (T_N^{(1)} - T_N^{(0)}) = \sigma \{ (T_*^{\text{Re}})^4 - (T_N^{(1)})^4 \} \Delta t$$

ここで、 $\Delta p_N$ は $N$ 番目の層の圧力厚さであり、 $\sigma$ はステファン-ボルツマン定数です。

4) もし、 $T_N^{(2)} - T_{N-1}^{(1)} > (LRC)_{N-\frac{1}{2}}$ (不安定)の場合、次の関係を満たすように $T_N^{(2)}$ 、 $T_{N-1}^{(1)}$ を計算します。

$$T_N^{(2)} - T_{N-1}^{(1)} = (LRC)_{N-\frac{1}{2}}$$

$$C_p \left\{ \frac{\Delta p_N}{g} (T_N^{(2)} - T_N^{(1)}) + \frac{\Delta p_{N-1}}{g} (T_{N-1}^{(1)} - T_{N-1}^{(0)}) \right\} \\ = \sigma \{ (T_N^{(1)})^4 - (T_N^{(2)})^4 \} \Delta t$$

ここで、 $(LRC)_{N-\frac{1}{2}}$ は、 $N$ 層と $(N-1)$ 層の間の臨界(中間)

温度差です。

$$T_N^{(1)} - T_{N-1}^{(0)} < (LRC)_{N-\frac{1}{2}} \text{ (安定) の場合}$$

$$T_N^{(2)} = T_N^{(1)}, T_{N-1}^{(1)} = T_{N-1}^{(0)} \text{ とします。}$$

5)  $K = N-1, N-2, \dots, 1$ について、次の手順を繰り返します。

$$T_K^{(1)} - T_{K-1}^{(0)} > (LRC)_{K-\frac{1}{2}} \text{ (不安定) の場合、次の関係を}$$

満たすように $T_K^{(2)}$ 、 $T_{K-1}^{(1)}$ を計算します。

$$T_K^{(2)} - T_{K-1}^{(1)} = (LRC)_{K-\frac{1}{2}}$$

$$C_p \left\{ \frac{\Delta p_K}{g} (T_K^{(2)} - T_K^{(1)}) + \frac{\Delta p_{K-1}}{g} (T_{K-1}^{(1)} - T_{K-1}^{(0)}) \right\} = 0$$

6) 方程式で次の置換を行った後、4)と5)を繰り返します。

$$T_K^{(n)} \leftarrow T_K^{(n+2)} (K = 1, 2, \dots, N)$$

7) 超臨界減率の層が完全になくなるまで、6)の過程を繰り返します。

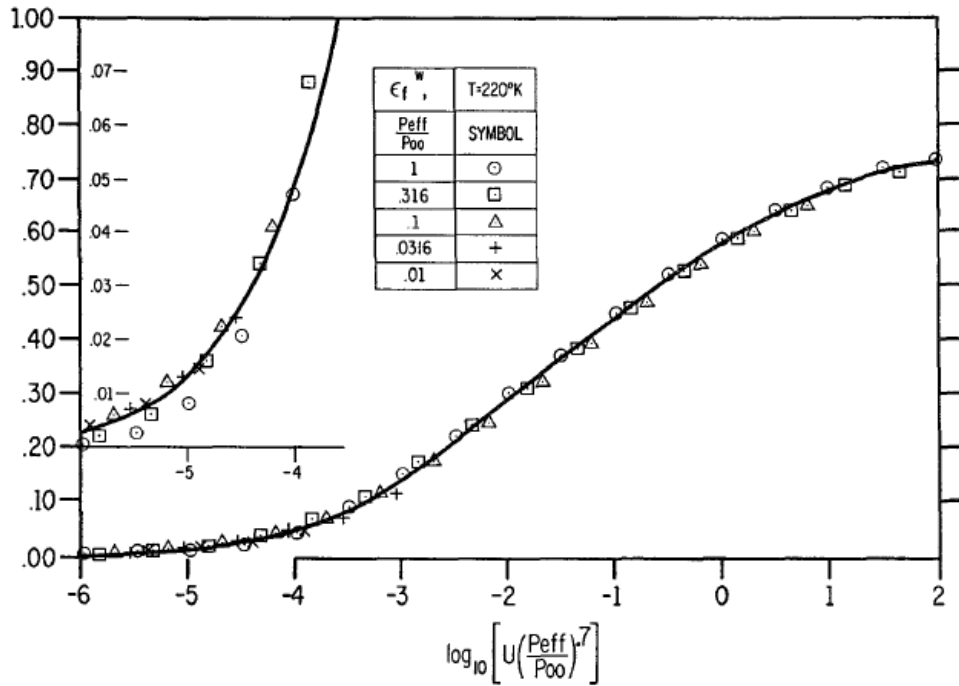


FIG. 27. Emissivity of H<sub>2</sub>O from which the contribution of the wave number range 550-800 cm<sup>-1</sup> is omitted.

事実上、 $(\tau + 1)$ 番目の地球表面温度( $T_*^{\tau+1}$ )と、 $\tau$ 番目の大気温度は、地球の太陽面での正味放射フラックスの計算に使用されます。この方法は、計算の安定性のために採用されています。2節a項に記載されている要件を満たす最終的な平衡に達するので、この矛盾は最終的な平衡に間違いを起こすことはありません。

吸収性

本研究に用いられる吸収データは、M.S.のA1-A6にある図に示してあります。これらの図では、平均のスラブ吸収率、放射率、又は太陽の吸収速度を縦軸として取り、光学厚さ<sup>2</sup>の対数を横軸としました。実験データを用いて様々な圧力で得られた曲線をそれぞれの図に示します。

ハワードら(1955)が示唆したように、光学的厚さ $u$ の代わりに、以下の有効な光学的な厚さ $u_r$ を横軸として取ることによって、大気圧に対する吸収率の依存性をパラメータ化することができます。

$$u_r = (p/p_0)^k u$$

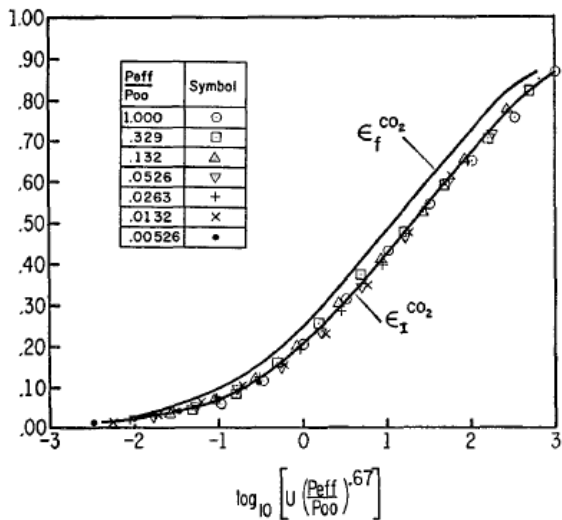


FIG. 28. Slab absorptivity  $\epsilon_f$  and column absorptivity  $\epsilon_1$  of CO<sub>2</sub> at 300K. Bandwidth is assumed to be 250 cm<sup>-1</sup>.

付録2

<sup>2</sup> M.S.のFig(図)A1,A2,A3,A4,そしてA5において、横軸は、説明文が意味する有効光学的厚さの代わりに光学的厚さの対数を表します。

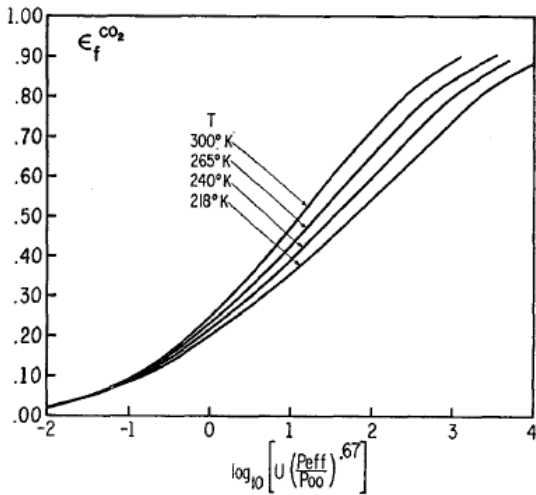


FIG. 29. Slab absorptivities of CO<sub>2</sub> at various temperatures.

ここで $p$ は大気圧、 $p_0$ は標準大気圧、 $k$ は実験値から決定された定数です。しかし、吸収曲線を、M.S.のA1-A5のような広い範囲で、圧力と光学的な厚さに対して単独で関数として表現することは不可能です。この難しさを克服するために、大気の放射対流平衡の現在の計算に通常必要な $(p, u)$ の範囲に限定しました。たとえば、大きな $u$ と小さな $p$ の組み合わせや小さな $u$ と大きな $p$ の組み合わせは、私たちの計算では出てきません。この制限により、Fig(図)24または29に示す普遍的な曲線を構築することができます。光学的な厚さの対数の2分の1の積分値に対応する吸収率の値は、これらの図にプロットされています。しかし、 $9.6\mu$ 帯の場合のみ、ウォルショー(1957)の実験から得られる吸収率の値がプロットされています。M.S.の図A1-A5でカバーされた $(p, u)$ の範囲のその部分で、しかし、我々の計算では出てこなかったも

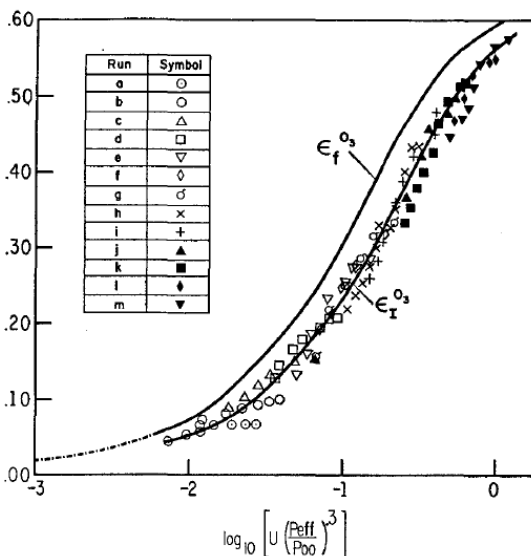


FIG. 30. Slab and column absorptivity of  $9.6\text{-}\mu$  band of O<sub>3</sub>. Run means the run of experiments by Walshaw (1957). Bandwidth is assumed to be  $138\text{ cm}^{-1}$ .

TABLE 10. Illustration of the 18-level  $\sigma$ -coordinate system based on  $p_* = 1000$  mb.  $H$  denotes the approximate height of the level, and  $\Delta p$  is the pressure thickness of the layer.

Level	$\sigma$	$p$ (mb)	$\Delta p$ (mb)	$H$ (km)
1	0.0277	2	9	42.9
2	0.0833	20	25	26.4
3	0.1388	53	40	20.1
4	0.1944	99	52	16.1
5	0.2500	156	62	13.3
6	0.3055	223	71	11.0
7	0.3611	297	77	9.0
8	0.4166	376	81	7.5
9	0.4722	458	83	6.1
10	0.5277	542	83	4.9
11	0.5833	624	81	3.7
12	0.6388	703	77	2.9
13	0.6944	777	71	2.1
14	0.7500	844	62	1.4
15	0.8055	901	52	0.86
16	0.8611	947	40	0.46
17	0.9166	980	25	0.18
18	0.9722	998	9	0.02

のは、この編成から省略されています。言うまでもなく、 $u$ と $p$ の2つのパラメーターを使用することが望ましいです。ただし、プログラミングの簡略化のために、ここで1つのパラメータ $u_r$ が採用されています。M.S.の368ページに $a^W$ (Fig(図)24)と $a^{CO_2}$ (Fig(図)25)を得る方法が定められています。 $\epsilon_f^W$ (Fig(図)26)の定義については、M.S.の(13)式、 $\epsilon_f^W$ (Fig(図)27)の定義は(12)式、および $\epsilon_f^{CO_2}$ (Fig(図)28)および29)  $\epsilon_f^{O_3}$ (Fig(図)30)、および $\epsilon_f^{WOV}$ (Fig(図)26)の定義はM.S.の(16a)、(16b)式、および(17)式の定義を参照してください。オゾンによる太陽放射の吸収曲線については、M.S.のA6図を参照してください。

付録 3

現在の計算では18層と9層の両方の大気層を使用しています。前の計算と同様に、各気層の位置はJ.スマゴリンスキーによる提案に基づいています。 $\sigma$ を次の気圧の関数として定義します。

TABLE 11. Illustration of the 9-level  $\sigma$ -coordinate system based on  $p_* = 1000$  mb.

Level	$\sigma$	$p$ (mb)	$\Delta p$ (mb)	$H$ (km)
1	0.0555	9	34	31.6
2	0.1666	74	92	18.0
3	0.2777	189	133	12.0
4	0.3888	336	158	8.3
5	0.4999	500	166	5.5
6	0.6110	664	158	3.3
7	0.7221	811	133	1.7
8	0.8332	926	92	0.64
9	0.9443	991	34	0.07

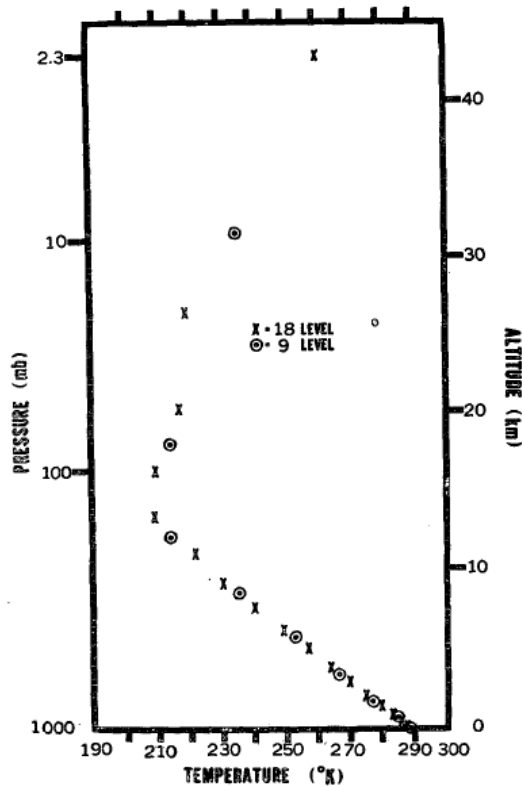


FIG. 31. Radiative convective equilibrium of the atmosphere from the 9- and 18-level models. See text for discussion.

$$Q = p/p_* = \sigma^2(3 - 2\sigma)$$

ここで、 $p_*$  は地表面の気圧で、ここでは 1000 mb と仮定します。大気を等しい $\sigma$ 間隔に分割すると、層の圧力厚さは地球表面の近くと大気上部の両方で薄くなります。Table(表) 10 および 11 は、それぞれ 18 層および 9 層のモデルに採用されている $\sigma$ 層を示しています。我々の研究では、18 層と 9 層の両方のモデルを使用しました。これら 2 つの座標系から得られた平衡解を比較するために、Fig(図)31 を参照する必要があります。これらの計算の両方に、2 節 b 項で説明されている吸収気体の標準的な分布が使用されます。2 つの平衡解の一致は合理的です。

#### 参照

- Berliand, M. E., and T. G. Berliand, 1952: Determination of the effective outgoing radiation of the earth, taking into account the effect of cloudiness. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geofiz.*, No. 1, 64-78.
- Boltz, H., and G. Falkenberg, 1950: Neubestimmung der Konstanten der Angstromschen Strahlungsformel. *Z. Meteor.*, 7, 65-66.
- Hergesell, M., 1919: Die Strahlung der Atmosphäre unter

Zungrundlegung von Lindeberger Temperatur- und Feuchtigkeitsmessungen. Die Arbeiten des Preussischen Aeronautischen Observatoriums bei Lindenberg, Vol. 13, Braunschweig, Germany, Friedr., Vieweg and Sohn, 1-24.

- Herring, W. S., and T. R. Borden, Jr., 1965: Mean distributions of ozone density over North America, 1963-1964. Environmental Research Papers, No. 162., AFCRL-65-913, Air Force Cambridge Research Laboratories, Bedford, Mass., 19 pp.
- Houghton, J. T., 1963: Absorption in the stratosphere by some water vapor lines in the  $v_2$  band. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 89, 332-338.
- Howard, J. N., D. L. Burch and D. Williams, 1955: Near-infrared transmission through synthetic atmosphere. Geophysics Research Papers, No. 40, Air Force Cambridge Research Center, AFCRC-TR-SS-213, 214 p.
- Kaplan, L. D., 1960: The influence of carbon dioxide variations on the atmospheric heat balance. *Tellus*, 12, 204-208.
- Kondratiev, K. Y., and H. I. Niilisk, 1960: On the question of carbon dioxide heat radiation in the atmosphere. *Geofys. Pura Appl.*, 46, 216-230.
- London, J., 1962: Mesospheric dynamics, Part III. Final Report, Contract No. AF19(604)-S492, Department of Meteorology and Oceanography, New York University, 99 pp.
- Manabe, S., and F. Moller, 1961: On the radiative equilibrium and heat balance of the atmosphere. *Mon. Wea. Rev.*, 89, S03-S32.
- , J. Smagorinsky and R. F. Strickler, 1965: Simulated climatology of general circulation with a hydrologic cycle. *Mon. Wea. Rev.*, 93, 769-798.
- , and R. F. Strickler, 1964: Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment. *J. Atmos. Sci.*, 21, 361-385.
- Mastenbrook, H. J., 1963: Frost-point hygrometer measurement in the stratosphere and the problem of moisture contamination. *Humidity and Moisture*, Vol. 2, New York, Reinhold Publishing Co., 480-485.
- Moller, F., 1963: On the influence of changes in the  $C_{O_2}$

concentration in air on the radiation balance of the earth's surface and on the climate. *J. Geophys. Res.*, 68, 3877-3886.

Murgatroyd, R. J., 1960: Some recent measurements by aircraft of humidity up to 50,000 ft in the tropics and their relationship to meridional circulation: Proc. Symp. Atmos. Ozone, Oxford, 20-25 July 1959, IUGG Monogr. No. 3, Paris, p. 30.

National Academy of Science, Panel on Weather and Climate Modification, 1966: Weather and climate modification, problem and prospects. Vol II (Research and Development). Publication No. 13SO, National Academy of Science National Research Council, Washington, D. C., 198 pp.

Plass, G. N., 1956: The influence of the 15-micron carbon dioxide band on the atmospheric infrared cooling rate. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 82, 310-324.

Telegadas, K., and J. London, 1954: A physical model of Northern Hemisphere troposphere for winter and summer. Scientific Report No. 1, Contract AF19(122)-16S; Research Div. College of Engineering, New York University, 55 pp.

Walshaw, C. D., 1957: Integrated absorption by 9.6  $\mu$  band of ozone. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 83, 315-321.

Yamamoto, G., and T. Sasamori, 1958: Calculation of the absorption of the 15  $\mu$  carbon dioxide band. *Sci. Rept. Tohoku Univ. Fifth Ser.*, 10, No. 2, 37-57.



## ※図 (Fig)、表 (Table) 関係の和訳

Fig(図)1. 夏と冬の両方の相対湿度の緯度-高度分布 (テレガダスとロンドン、1954).

SUMMER : 夏 WINTER : 冬 LATITUDE : 緯度

Fig(図)2. 数値的な時間積分のためのフローチャート.

COMPUTATION OF THE MIXING RATIO OF

WATERVAPOR,  $r'$  : 大気中の水蒸気の割合の計算

CONVECTIVE ADJUSTMENT : 対流調整

COMPUTATION OF MEAN EMISSIVITY AND ABSORPTIVITY :

平均放射および吸収の計算

COMPUTATION OF TEMPERATURE CHANGE DUE TO

RADIATION : 放射による温度変化の計算

Fig(図)3. 相対湿度の鉛直分布(マステンブルック、1963; ムルガトロイド、1960; テレガダスとロンドン、1954).

PRESSURE : 気圧

RELATIVE HUMIDITY : 相対湿度

SUMMER : 夏 WINTER : 冬

Fig(図)4. 北緯35度、4月でオゾンの鉛直分布(ヘリングとボーデン、1965)、ロンドン(1962)による総量の正規化.

HEIGHT : 高度

APR. 35度N : 北緯35度、4月

OZONE AMOUNT : オゾン量

Table(表)1. 放射対流平衡モデルで採用される雲の特徴

Height : 高さ Cloudiness : 雲量

Albedo : 反射率 (アルベド)

Amount : 量

High : 上層 Middle : 中層 Low : 下層

Top : 上部 Bottom : 下部

Fig(図)5. 実線は、相対湿度の分布を持つ快晴の大気の放射平衡; 破線、絶対湿度の分布が一定である大気の放射平衡; 点線、放射対流大気の相対湿度の分布を持つ大気の放射対流平衡.

RADIATIVE EQUILIBRIUM (FIXED RELATIVE HUMIDITY) : 放射平衡(相対湿度固定)

RADIATIVE EQUILIBRIUM (FIXED ABSOLUTE HUMIDITY) : 放射平衡(絶対湿度固定)

RADIATIVE CONVECTIVE (FIXED RELATIVE HUMIDITY) : 対流調整(相対湿度固定)

PRESSURE : 気圧

TEMPERATURE : 温度

ALTITUDE : 高度

Fig(図)6. 平衡状態に向かって鉛直平均温度の近づく様子. 大気 I(点線)、大気 II(破線)、大気 III(実線).

DEVIATION FROM EQUILIBRIUM TEMPERATURE : 平衡温度からの偏差

DAYS : 日数

ATMOSPHERE I (II III) : 大気 I (II III)

Fig(図)7. 放射対流平衡における太陽定数と表面温度. 実線と破線は、それぞれ固定相対湿度の場合と絶対湿度固定の場合を示しています. 夏の荒廃と冬の日の日は、6月-7月-8月の平均値、12月-1月-2月の平均値をとることで得られます.

SURFACE EQUILIBRIUM TEMPERATURE : 表面平衡温度

RELATIVE HUMIDITY GIVEN : 相対湿度が定められている

ABSOLUTE HUMIDITY GIVEN : 絶対湿度が与えられている

WINTER : 冬 SUMMER : 夏

ANNUAL MEAN : 年間平均

SOLAR CONSTANT : 太陽定数

Fig(図)8. 太陽定数の様々な値に対する相対湿度が一定の大気の放射対流平衡温度の鉛直分布.

SOLAR CONSTANT & EQUILIBRIUM TEMPERATURE : 太陽定数と平衡温度

TEMPERATURE : 温度

PRESSURE : 気圧

ALTITUDE : 高度

Fig(図)9. Fig(図)10 に示す放射束の計算に採用された温度の鉛直分布.

PRESSURE : 気圧

HEIGHT : 高さ

TEMPERATURE : 温度

Fig(図)10. Fig(図)9 に示す温度分布のセットの大気の上に正味の長波放射. 背景の細い線は、温度( $T_* - 10$ )、

$(T_* - 20)$ 、 $(T_* - 30)$ 、 $(T_* - 50)$  における黒体放射を示しています。

NET LONG WAVE RADIATION : 正味長波放射

SURFACE TEMPERATURE : 表面温度

CLEAR SKY(TOP) : 快晴 (上層)

CLOUDY SKY(TOP) : 曇り (上層)

Fig(図)11. 様々な相対湿度の分布における放射対流平衡温度の鉛直分布.

TEMPERATURE : 温度

PRESSURE : 気圧

ALTITUDE : 高度

Table(表) 2. 地球表面の相対湿度 $h_*$ の様々な値に対する大気圏上部の表面平衡温度 $T_*^e$ および正味上向き放射 $R_L$ .

Fig(図)12. 成層圏における水蒸気混合率の様々な値における放射対流平衡温度の鉛直分布.

TEMPERATURE : 温度

PRESSURE : 気圧

ALTITUDE : 高度

Fig(図)13. Fig(図)12 に示す平衡状態における水蒸気量の鉛直分布.

PRESSURE : 気圧

ALTITUDE : 高度

MIXING RATIO OF WATER VAPOR : 大気中の水蒸気の割合

Table(表) 3. 成層圏中の水蒸気の割合 $r_{\min}$ における地表面の平衡温度 $T_*^e$ の変化

Fig(図)14. 現在の値に貢献した様々な著者によって得られた経験的な公式から計算された地球の表面における正味上向きの長波放射の値.

NET OUTGOING AT THE EARTH SURFACE : 地球表面における正味外向け放射

SURFACE TEMPERATURE : 地球表面温度

Fig(図)15. 大気の上部和下部の両方で正味上向きの長波放射.

NET LONG WAVE RADIATION : 正味長波放射

SURFACE TEMPERATURE : 表面温度

CLEAR SKY(TOP)(SURFACE) : 快晴 (上層) (地球表面)

CLOUDY SKY(TOP) (SURFACE) : 曇り (上層) (地球表面)

Fig(図)16. 様々なCO<sub>2</sub>量に対する放射対流平衡における温度の鉛直分布.

TEMPERATURE : 温度

PRESSURE : 気圧

ALTITUDE : 高度

Table(表) 4. 地球表面の平衡温度(°K)と大気のCO<sub>2</sub>量.

CO<sub>2</sub> content : CO<sub>2</sub>量

Fixed absolute humidity : 絶対湿度固定

Fixed relative humidity : 相対湿度固定

Average Cloudiness : 平均的な雲量

Clear : 快晴

Table(表) 5. 大気のCO<sub>2</sub>量の変化に対応した地球表面の平衡温度の変化.

Fixed relative humidity : 相対湿度固定

Fixed absolute humidity : 絶対湿度固定

Change CO<sub>2</sub> content : CO<sub>2</sub>量を変える

Average cloudiness : 平均的な曇り

Clear : 快晴

Table(表) 6. 大気中のCO<sub>2</sub>量の変化に対応した地球表面の平衡温度の変化[ヤマモトとササモリの吸収値を用いてメラーによって計算](1958). CO<sub>2</sub>量の変動

Variation of CO<sub>2</sub> content : CO<sub>2</sub>量の変化

Fixed absolute humidity : 絶対湿度固定

Average cloudiness : 平均的な曇り

Clear : 快晴

Fig(図)17 Fig(図)18 に示された放射平衡の計算に用いられたO<sub>3</sub>の鉛直分布(ヘリングとボーデン、1965); 総量(ロンドン、1962).

Fig(図)18. Fig(図)17 に示したオゾン分布に対応する放射対流平衡の温度の鉛直分布

0°N, APR : 北緯0度4月

PRESSURE : 気圧

ALTITUDE : 高度

TEMPERATURE : 温度

Fig(図)19. 表面アルベドの様々な値に対する放射対流平

衡の鉛直分布.

PRESSURE : 気圧

ALTITUDE : 高度

TEMPERATURE : 温度

Table(表)7. 3つのオゾン分布における地球表面の平衡温度

Latitude, month : 緯度、月

Total amount O3 : オゾン総量

Table(表) 8. 表面アルベド  $a_*$  の様々な値に対応した表面平衡温度  $T_*$

Albedo : 反射率

Table(表) 9. 表面平衡温度  $T_*^e$  に対する雲の影響 FB と HB はそれぞれ完全黒体と半黒体を指します.

Cloudiness (amount) : 雲量

Experiment no. : 実験番号

High : 上層 Middle : 中層 Low : 低層

Fig(図) 20. 曇りの関数として地球の表面で放射対流平衡温度(巻雲、高層雲、低層雲). 雲の影響 FB と HB はそれぞれ完全黒体と半黒体を指します.

DEPENDENCE OF EQUILIBRIUM TEMPERATURE OF EARTH'S SURFACE UPON THE CLOUDINESS AT VARIOUS LEVELS : 雲の高

さの違いによる、地球平衡表面温度への依存性

CI(FB) : 巻雲(完全黒体) CI(HB) : 巻雲(半黒体)

AS(FB) : 高層雲(黒体) LOW : 低層雲

Fig(図)21. 高層、中層、低層雲の様々な雲量における平衡温度の鉛直分布.

VARIATION OF CIRRUS(AS, LOW CLOUD) CLOUD(INESS)(FB)

AND EQUILIBRIUM TEMPERATURE : 巻雲(高層雲、低層雲)(完全黒体)の変化と平衡温度

Fig(図)22. 快晴の大気の平衡温度の鉛直分布と、平均的に曇っている大気における分布.

PRESSURE : 気圧

ALTITUDE : 高度

TEMPERATURE : 温度

AVERAGE CLOUDINESS : 平均的な雲量

Fig(図)23. 対流調整の説明に使用される表記法.

Fig(図)24. H<sub>2</sub>O による太陽放射の吸収率.

Symbol : 記号 (以下同じ)

Fig(図)25. CO<sub>2</sub> による太陽放射の吸収率

Fig(図)26. H<sub>2</sub>O の平均スラブ吸収率. 波数 550~800cm<sup>-1</sup> の範囲の寄与は省略されます. 右下隅に、省略された波数の範囲における H<sub>2</sub>O のスラブ吸収率を示しています.

Fig(図)27. 波数による H<sub>2</sub>O の放射. 550~800cm<sup>-1</sup> の範囲の寄与度が省略されました.

Fig(図) 28. 300K で CO<sub>2</sub> のスラブの吸収率  $\epsilon_f$  とカラム吸収率  $\epsilon_l$ . 帯域幅は 250 cm<sup>-1</sup> と仮定しています.

Fig(図)29. 様々な温度における CO<sub>2</sub> のスラブの吸収率

Table(表)10.  $p_* = 1000\text{mb}$ . を底面にした 18 層の  $\sigma$ -座標系の図は、 $H$  は層のおよその高さを、 $\Delta p$  は層の圧力厚さを示しています.

Table(表) 11.  $p_* = 1000\text{mb}$  に基づく 9 層の  $\sigma$ -座標系.

Level : 層

Fig(図)30. O<sub>3</sub> の 9.6  $\mu$  帯のスラブとカラムの吸収率. 図中の Run はウォルショー (1957) による実験を意味します. 帯域幅は 138 cm<sup>-1</sup> と想定されます.

Fig(図)31. 9 層と 18 層のモデルの大気の放射対流平衡. 議論の文章を参照してください.

PRESSURE : 気圧

ALTITUDE : 高度

TEMPERATURE : 温度

18(9)LEVEL : 18(9)層